

PROGRAMA NACIONAL DE CARTAS GEOLÓGICAS DE LA
REPÚBLICA ARGENTINA

1:100.000

HOJA GEOLÓGICA

CORDILLERA DEL ZANCARRÓN
(PROVINCIA DE SAN JUAN)

Nº 2969-26 y 25

Autores

Dr. Daniel MALIZIA, Dr. Carlos O. LIMARINO, Dr. José SOSA-GÓMEZ,
Lic. Roberto KOKOT, Dr. Francisco E. NULLO y Dr. Pedro R. GUTIERREZ

Licitación Pública nº 24758

CONTENIDO

| | |
|--|----|
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 3 |
| | |
| 1. INTRODUCCIÓN | 5 |
| 1.1. Ubicación de la Hoja y área que abarca | 5 |
| 1.2. Naturaleza y metodología del trabajo | 7 |
| 1.3. Antecedentes bibliográficos | 8 |
| | |
| 2. ESTRATIGRAFÍA | 11 |
| Marco geológico regional | 11 |
| 2.1. Paleozoico Superior | 14 |
| 2.1.1. Carbonífero Superior-Pérmico Inferior | 14 |
| a. Formación Cerro Agua Negra | 14 |
| Antecedentes | 15 |
| Distribución y litología | 16 |
| Ambiente sedimentario | 20 |
| Edad y correlación | 21 |
| 2.2. Paleozoico Superior-Mesozoico | 22 |
| 2.2.1. Pérmico-Triásico Inferior | 22 |
| Ciclo Magmático Pérmico-Triásico | 22 |
| a. Grupo Choiyoi | 22 |
| Antecedentes | 23 |
| Distribución y litología | 24 |
| Edad y correlación | 28 |
| b. Granito Los Puentes | 29 |
| Antecedentes | 29 |
| Distribución y litología | 30 |
| Edad y correlación | 31 |

| | |
|--|----|
| c. Diques del Ciclo Magmático Pérmico Triásico | 31 |
| Antecedentes | 31 |
| Distribución y litología | 32 |
| Edad y correlación | 33 |
| 2.3. Mesozoico-Cenozoico | 33 |
| 2.3.1. Cretácico-Paleógeno | 33 |
| 2.3.1.1. Cretacico Superior-Paleoceno | 33 |
| a. Formación Río La Sal..... | 33 |
| Antecedentes..... | 33 |
| Distribución y litología..... | 34 |
| Ambiente sedimentario..... | 43 |
| Edad y correlación..... | 44 |
| 2.4. CENOZOICO | 45 |
| 2.4.1. Paleógeno..... | 45 |
| 2.4.1.1. Eoceno | 45 |
| a. Formación Tobas Valle del Cura..... | 45 |
| Antecedentes | 45 |
| Distribución y litología | 48 |
| Intercalaciones volcánicas | 53 |
| Ambiente sedimentario | 55 |
| Edad y correlación | 57 |
| 2.4.2. Paleógeno-Neógeno..... | 57 |
| 2.4.2.1. Oligoceno-Mioceno | 57 |
| a. Grupo Doña Ana | 57 |
| Antecedentes | 57 |
| a.1. Formación Tilito | 59 |
| Distribución y litología..... | 60 |
| Edad y correlación | 66 |
| a.2. Formación Escabroso | 67 |
| Distribución y litología..... | 67 |
| Edad y correlación | 68 |

| | |
|---|------------|
| 2.4.2.2. Mioceno | 69 |
| a. Formación La Ollita | 69 |
| Antecedentes | 69 |
| Distribución y litología | 71 |
| Intercalaciones volcánicas | 84 |
| Edad y correlación | 86 |
| Ambiente depositacional | 94 |
| b. Formación Cerro Las Tórtolas | 96 |
| Antecedentes | 97 |
| Distribución y litología | 98 |
| Edad y correlación | 103 |
| c. Formación Tambo | 105 |
| Antecedentes | 105 |
| Distribución y litología | 106 |
| Edad y correlación | 108 |
| 2.4.2.3. Mioceno-Plioceno | 108 |
| a. Andesitas Mio-Pliocenas | 108 |
| Antecedentes | 109 |
| Distribución y litología | 110 |
| Edad y correlación | 113 |
| 2.4.3. Neógeno-Cuaternario | 113 |
| 2.4.3.1. Plioceno-Pleistoceno | 113 |
| a. Formación Los Baños | 113 |
| Antecedentes | 114 |
| Distribución y litología | 115 |
| Ambiente sedimentario | 117 |
| Edad y correlación | 118 |
| 2.4.4. Cuaternario | 118 |
| 2.4.4.1. Pleistoceno | 118 |
| a. Depósitos glaciares y glaciares | 118 |
| b. Depósitos de terrazas | 119 |

| | |
|--|------------|
| 2.4.4.2. Holoceno | 120 |
| a. Depósitos de remoción en masa | 120 |
| b. Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados | 120 |
| | |
| 3. TECTÓNICA | 121 |
| 3.1. Antecedentes | 121 |
| 3.2. Descripción de la estructura | 121 |
| 3.3. Fase Sanrafaélica | 123 |
| 3.4. Ciclos Orogénicos | 124 |
| 3.5. Esquema estructural | 124 |
| | |
| 4. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS | 126 |
| 4.1. Volcanitas del Ciclo Pérmico-Triásico | 127 |
| 4.2. Volcanitas terciarias | 129 |
| | |
| 5. GEOMORFOLOGÍA | 141 |
| 5.1. Cordillera de Colangüil | 143 |
| 5.1.1. Relieve de sedimentitas y volcanitas | 143 |
| 5.2. Cordillera de La Brea | 144 |
| 5.2.1. Relieve de volcanitas | 144 |
| 5.2.2. Relieve de sedimentitas plegadas | 146 |
| 5.3. Cordillera del Límite | 147 |
| 5.3.1. Relieve de volcanitas y sedimentitas | 147 |
| 5.4. Valles intercodilleranos | 149 |
| 5.4.1. Valle del Cura | 149 |
| 5.4.2. Valle del Gollete-Blanco y Despoblados-Taguas | 150 |
| Evolución geomorfológica | 151 |
| Tendencias actuales | 152 |
| | |
| 6. HISTORIA GEOLÓGICA | 154 |

| | |
|---|-----|
| 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA | 157 |
| 7. 1. Introducción | 157 |
| 7.2. Descripción de los depósitos minerales más importantes | 158 |
| 7.2.1. Descripción de los depósitos de minerales | 158 |
| a. Área Veladero | 158 |
| Ubicación y acceso | 158 |
| Investigaciones mineras anteriores | 159 |
| Geología local | 159 |
| Veladero Sur | 159 |
| Veladero Norte | 161 |
| Características de la mineralización | 162 |
| Estudios complementarios | 165 |
| Modelo metalogénico asimilable | 167 |
| Caracterización económica. Usos del mineral | 167 |
| Infraestructura minera | 167 |
| b. Área Zancarrón | 168 |
| Ubicación y acceso | 168 |
| Investigaciones mineras anteriores | 168 |
| Geología local | 171 |
| Características de la mineralización | 173 |
| Estudios complementarios | 173 |
| Modelo metalogénico asimilable | 175 |
| Infraestructura minera | 175 |
| 7.3. Dominios metalogénicos | 176 |
| 7.3.1. Dominio Occidental | 176 |
| 7.3.3. Dominio Oriental | 177 |
| 8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO | 179 |
| 8.1. Quebrada de La Ortiga | 179 |
| Ubicación y acceso | 179 |
| Aspectos geológicos relevantes | 179 |

INDICE DE FIGURAS Y CUADROS

| | |
|-----------------|-----|
| Figura 1 | 6 |
| Figura 4 | 19 |
| Figura 7 | 27 |
| Figura 10 | 37 |
| Figura 13 | 41 |
| Figura 16 | 51 |
| Figura 19 | 60 |
| Figura 22 | 64 |
| Figura 25 | 73 |
| Figura 28 | 78 |
| Figura 31 | 81 |
| Figura 34 | 84 |
| Figura 37 | 91 |
| Figura 40 | 101 |
| Figura 43 | 110 |
| Figura 46 | 122 |
| Figura 49..... | 135 |
| Figura 52 | 137 |
| Figura 55 | 139 |
| Figura 58 | 146 |
| Figura 61 | 160 |
| Figura 64..... | 163 |
| Figura 67..... | 166 |
| Figura 70..... | 172 |

| | |
|-----------------|-----|
| Figura 2 | 16 |
| Figura 5 | 20 |
| Figura 8 | 35 |
| Figura 11 | 38 |
| Figura 14 | 52 |
| Figura 17 | 56 |
| Figura 20 | 61 |
| Figura 23 | 65 |
| Figura 26 | 75 |
| Figura 29 | 79 |
| Figura 32 | 82 |
| Figura 35 | 85 |
| Figura 38 | 92 |
| Figura 41 | 102 |
| Figura 44 | 111 |
| Figura 47 | 127 |
| Figura 50 | 136 |
| Figura 53 | 138 |
| Figura 56 | 140 |
| Figura 59 | 148 |
| Figura 62 | 161 |
| Figura 65..... | 164 |
| Figura 68..... | 169 |
| Figura 71..... | 175 |

| | |
|-----------------|-----|
| Figura 3 | 17 |
| Figura 6 | 26 |
| Figura 9 | 36 |
| Figura 12 | 40 |
| Figura 15 | 50 |
| Figura 18 | 54 |
| Figura 21 | 63 |
| Figura 24 | 71 |
| Figura 27 | 77 |
| Figura 30 | 80 |
| Figura 33 | 83 |
| Figura 36 | 89 |
| Figura 39 | 100 |
| Figura 42 | 107 |
| Figura 45 | 116 |
| Figura 48 | 128 |
| Figura 51 | 136 |
| Figura 54 | 138 |
| Figura 57 | 145 |
| Figura 60 | 150 |
| Figura 63 | 162 |
| Figura 66..... | 165 |
| Figura 69..... | 170 |

| | |
|-----------------|-----|
| Cuadro 1 | 13 |
| Cuadro 4 | 70 |
| Cuadro 7 | 104 |
| Cuadro 10 | 129 |
| Cuadro 13 | 132 |
| Cuadro 16 | 178 |

| | |
|-----------------|-----|
| Cuadro 2 | 47 |
| Cuadro 5 | 87 |
| Cuadro 8 | 112 |
| Cuadro 11 | 130 |
| Cuadro 14 | 134 |

| | |
|-----------------|-----|
| Cuadro 3 | 56 |
| Cuadro 6 | 94 |
| Cuadro 9 | 126 |
| Cuadro 12 | 131 |
| Cuadro 15 | 136 |

RESUMEN

La Hoja Geológica 2969-26 y 25 (Cordillera del Zancarrón) se ubica en el noroeste de la provincia de San Juan, dentro del ámbito geológico de la Cordillera Frontal. Se extiende entre los 29° 20' y 29° 40' de latitud sur y el meridiano 69° 30' de longitud oeste hasta el límite internacional con Chile.

Las rocas más antiguas reconocidas en el área corresponden a las areniscas y pelitas de la Formación Cerro Agua Negra (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), las que en ocasiones aparecen parcialmente metamorfozadas por intrusiones pérmicas posteriores (que llevan a la formación de pizarras, filitas y *hornfels*). Sobre esta unidad, y en discordancia angular, se disponen rocas volcánicas pertenecientes al Grupo Choiyoi (Pérmico Inferior-Triásico Inferior). En esta unidad fueron diferenciadas dos secciones: volcanitas mesosilíceas (sección media) y volcanitas ácidas (en su mayoría riolitas e ignimbritas; sección superior). De similar antigüedad que el volcanismo se produjo la intrusión de los plutones pertenecientes al batolito de Colangüil. Éstos se encuentran muy poco representados en el área, limitándose a un pequeño afloramiento de composición granítica, perteneciente al Granito Los Puentes (Pérmico Tardío). Asociado con el magmatismo pérmico-triásico aparecen numerosos enjambres de diques, los que intruyen tanto a la Formación Cerro Agua Negra como al Grupo Choiyoi y son referidos al Pérmico Tardío-Triásico Temprano.

Con posterioridad a un prolongado hiato (Triásico Medio hasta gran parte del Cretácico), se depositaron las sedimentitas que integran la Formación Río La Sal (Cretácico Superior?-Paleoceno?), que incluye areniscas, conglomerados y pelitas junto a algunos niveles de margas y piroclastitas. Esta unidad es cubierta en discordancia angular por la Formación Tobas Valle del Cura (Eoceno), integrada por tobas, conglomerados y arenitas líticas que intercalan niveles de ignimbritas y dacitas.

El Grupo Doña Ana incluye el importante volcanismo desarrollado en la región entre el Oligoceno tardío y el Mioceno Temprano. Esta unidad se encuentra formada por las Formaciones Tilito (riolitas, dacitas e ignimbritas) y Escabroso (basaltos y andesitas), que afloran a lo largo de la Cordillera del Límite.

Hacia el este y formando buena parte de la Cordillera de La Brea y de La Ortega se dispone la Formación La Ollita (Mioceno Temprano-Mioceno Medio), formada por

arenitas líticas, tobas, brechas e intercalaciones de andesitas. En los tramos superiores de esta unidad aparecen registros de una transgresión marina de edad miocena media. La Formación Cerro Las Tórtolas (Mioceno Temprano-Mioceno Medio) representa el segundo evento volcánico de magnitud registrado en el área, compuesto por andesitas, dacitas y algunos pórfidos muy alterados.

Durante el resto del Mioceno (y probablemente también el Plioceno Temprano) el volcanismo continuó, aunque con mucha menor intensidad, produciéndose el derrame de las volcanitas ácidas y mesosilícicas correspondientes a la Formación Tambo (fines del Mioceno Medio-principio del Mioceno Tardío) y en forma más localizada andesitas y dacitas en los volcanes que conforman la línea de altas cumbres (Andesitas Mio-Pliocenas; Mioceno Tardío-Plioceno Temprano?).

En la Formación Los Bañitos (Plioceno Tardío-Pleistoceno) han sido incluidos un conjunto de conglomerados, brechas y areniscas líticas, pobremente diagenizadas y dispuestas en posición subhorizontal, las que representa la sedimentación aluvial desarrollada en el valle del Cura luego de los movimientos Ándicos. Por último, dentro de los depósitos del Cuaternario han sido distinguidos depósitos tilíticos y terrazas glacifluviales de edad pleistocena y depósitos de remoción en masa y aluvio-coluviales holocenos.

Desde el punto de vista metalogenético se ha efectuado una síntesis de los principales yacimientos y prospectos ubicados en la región, reconociéndose dos dominios metalogenéticos principales. El occidental, correspondiente a rocas volcánicas de edad terciaria estrechamente relacionadas con la Faja Mineralizada del Indio (Chile), que está caracterizado por zonas de alteración hidrotermal y mineralización de oro y plata. El dominio oriental comprende el faldeo oeste de la Cordillera de Colangüil y a la Cordillera de La Brea y corresponde a manifestaciones aún poco estudiada, de volcanismo terciario que intruyen y cubren a volcanitas del Grupo Choiyoi y sedimentitas terciarias.

En lo referente a la tectónica del área se presenta una breve descripción de las principales unidades estructurales y de las diferentes fases de deformación.

ABSTRACT

Geologic sheet 2969-26 & 25 (Cordillera del Zancarrón) is located in the northwest of the San Juan province, within the geological environment of the Cordillera Frontal. It lies between 29° 20' and 29° 40' south latitude and from meridian 69° 30' west longitude to the international border with Chile.

The oldest rocks known in the area are the sandstones and pelites of the Cerro Agua Negra Formation (Upper Carboniferous-Lower Permian), which sometimes appear partially metamorphized by later Permian intrusions, thus originating the formation of slates, phyllites and hornfels. Volcanic rocks of the Choiyoi Group (Lower Permian-Lower Triassic) are found overlying with angular unconformity the Agua Negra Formation.

Two sections have been differentiated in the Choiyoi Group: mesosilicic vulcanites (middle section) and acidic vulcanites (mostly rhyolites and ignimbrites; upper section). Of the same age of the vulcanism in the intrusion of plutons belonging to the Colangüil batholith. The plutons are poorly represented in the area, their presence being limited to a small granitic outcrop of the Los Puentes Granite (Late Permian). Associated with the permo-triassic magmatism there appear numerous dykes, which intrude both the Agua Negra Formation and Choiyoi Group, and which are referred to the Late Permian-Early Triassic.

After a long hiatus (Middle Triassic to large part of the Cretaceous) the sediments constituting the Río La Sal Formation (?Upper Cretaceous-?Paleocene) were deposited, represented by sandstones, conglomerates and pelites together with some levels of marls and pyroclastites. This unit covered in angular unconformity by the Tobas Valle del Cura Formation (Eocene), formed by tuffs, conglomerates and lithic arenites interbedded with level of ignimbrites and dacites.

Doña Ana Group includes deposits of the important vulcanism developed in the region between Late Oligocene and Early Miocene. This unit is formed by the Tilito Formation (rhyolites, dacites and ignimbrites) and the Escabroso Formation (basalts and andesites), which outcrop along the Cordillera del Límite.

Eastward, and forming a large part of the Cordillera de La Brea and de La Ortiga is present La Ollita Formations (Early Miocene-Middle Miocene), represented by lithic

arenites, tuffs, breccia and interbedded andesites. In the upper levels of this unit appear indications of a marine transgression of middle miocene age. The Cerro Las Tórtolas Formation (Early Miocene-Middle Miocene) is the second volcanic event of any magnitude registered in the area, represented by andesites, dacites and some altered porphyries.

Vulcanism, although with much lesser intensity, continued during the remaining of the Miocene, and probably also during Early Pliocene, resulting in the flows of acidic and mesosilicic vulcanites of the Tambo Formation (latest Middle Miocene to earliest Upper Miocene) and in the more localized andesites and dacites in the volcanoes which conform the line of high summits (Mio-Pliocene Andesites; Late Miocene-?Early Pliocene).

In the Los Baños Formation (Late Pliocene-Pleistocene) have been included a series of conglomerates, breccias and lithic arenites, poorly diagenized and subhorizontally deposited, which represented the alluvial sedimentation developed in the Valle del Cura after the Andic movements. Finally, within the Cuaternary sediments have been identified Pleistocene lithic deposits and glaci-fluvial terraces and Holocene deposits from mass removal and alluvial-colluvial ones.

From the metallogenetic point of view, a synthesis has been made of the main mines and prospects located in the region, identifying two principal metallogenetic domains. A western one, corresponding to Tertiary volcanic rocks closely related to the El Indio Mineralized Band (Chile), which is characterized by zones of hydrothermal alteration and mineralization of gold and silver. The eastern domain, on the other hand, comprises the western slope of the Cordillera de Colangüil and Cordillera de La Brea, and it encompasses not yet very well studied manifestations of Tertiary vulcanism with intrudes and cover both vulcanites of the Choiyoi Group and Tertiary sedimentites.

In reference to the area tectonism, a brief description of the main structural units and of the different phases of deformation is presented.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Ubicación de la Hoja y área que abarca

La Hoja Geológica 2969-26 y 25 Cordillera del Zancarrón, se encuentra ubicada en la parte noroccidental de la provincia de San Juan (departamento de Iglesia) entre los paralelos 29° 20' y 29° 40' de latitud sur y el meridiano 69° 30' longitud oeste hasta la línea de altas cumbres, que establece el límite internacional con la República de Chile (figura 1).

La extensión total del área relevada es de aproximadamente 1650 km² y en ella se encuentran tres macizos montañosos de orientación norte-sur. El más oriental corresponde a la Cordillera de Colangüil, que alcanza sus mayores alturas en el cerro La Coipita (o La Lagunita, 5423 m) y en las nacientes de la quebrada del Fierro (5204 m). El valle del Cura limita por el oeste a la Cordillera de Colangüil separándola de la Cordillera de La Brea. Esta unidad orográfica, dispuesta en la parte central de la Hoja, alcanza alturas superiores a los 5000 m, en los picos aún inominados ubicados directamente al este del portezuelo de Los Despoblados y en las nacientes de los arroyos La Breita y Leoncito (4711 m). Hacia el norte del paralelo 29° 25' lat. S, se extiende la Cordillera de La Ortiga la que muestra su punto culminante en el cerro homónimo con más de 5000 metros de altura, ubicado al norte de la zona relevada.

Ocupando todo el margen occidental del área relevada se extiende la Cordillera del Zancarrón y la línea de altas cumbres divisoria de aguas. Sobresalen por su altura el cerro Chivato (5264 m), los picos ubicados directamente al sur del paso del Zancarrón (4910 m) y la línea de cumbres ubicada al noreste de las nacientes del río Potrerillo (5251 m).

La región está además surcada por una serie de importantes valles. En la porción oriental, el más importante resulta el valle del Cura, que colecta tanto las quebradas que descienden de la Cordillera de Colangüil (por el este), como las que lo hacen del faldeo oriental de la Cordillera de La Brea. En la parte central de la Hoja el portezuelo de Los Despoblados actúa de divisoria local de aguas, desde ese punto y hacia el sur se

desarrolla primero el arroyo del Gollete y luego el río Blanco, mientras que hacia el norte drenan el arroyo de Los Despoblados y el río de Las Taguas.

La región cuenta con un único acceso para vehículo automotor, correspondiente al camino provisorio que desde el Destacamento de Gendarmería de Sepulturas se dirige por el río Blanco hasta el campamento minero Chezanco (Zancarrón Argentino) y a los proyectos mineros de Veladero Sur y Norte (en el río Las Taguas). La zona de la quebrada de La Ortiga cuenta, por su parte, con una huella minera provisoria que partiendo de los baños de Los Despoblados conduce al proyecto de la Compañía Minera Sonoma, ubicado ligeramente al norte de la presente Hoja. No existen huellas que permitan transitar el río del Valle del Cura.

El área relevada no tiene población estable, sólo durante los meses de primavera y verano se constituyen asentamientos temporarios en los proyectos mineros de la región.

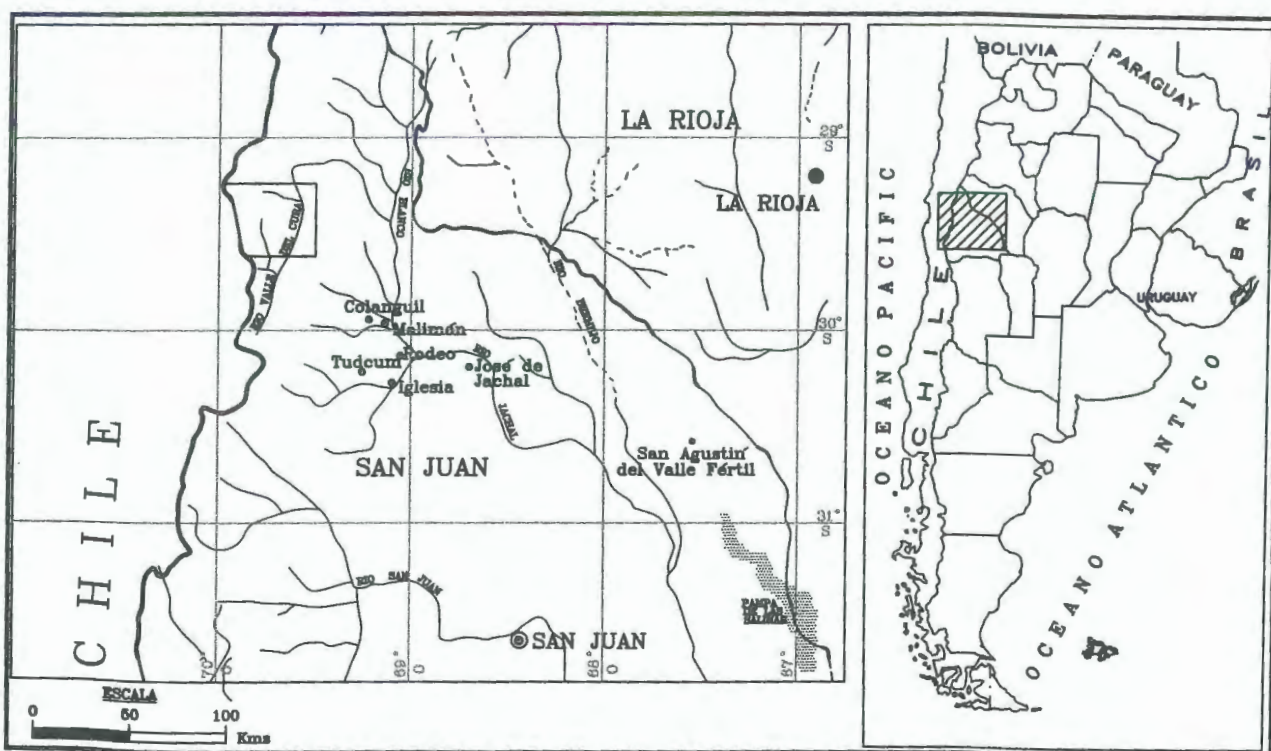


Figura 1. Ubicación de la Hoja Geológica 2969-26 y 25, Cordillera del Zancarrón (el recuadro indica el área relevada).

1.2. Naturaleza y metodología de trabajo

En este informe se presentan los resultados de los trabajos de relevamiento geológico a escala 1:100.000 efectuado dentro del marco de la Licitación Pública 24758, realizada por el Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos-Dirección Nacional del Servicio Geológico.

Los trabajos de campo fueron realizados en dos tramos correspondientes al período diciembre de 1995-febrero de 1996 y enero-febrero de 1997. En ellos se reconocieron y relevaron las distintas unidades geológicas presentes, caracterizándose también los principales rasgos estructurales y geomorfológicos de la región (para lo cual se incluyen los correspondientes mapas).

Para la identificación de las unidades litoestratigráficas se ha utilizado un cuadro estratigráfico que permite vincular las distintas unidades de la región (tanto sedimentarias como volcánicas) con las ubicadas en las vecinas Hojas Geológicas 2969-32 (Portezuelo de Conconta) y 3169-2 (Paso del Agua Negra) y con las definidas en el sector chileno de la Cordillera del Límite. En este sentido se obtuvieron nuevas dataciones radimétricas, sobre todo en las unidades volcánicas terciarias, que permiten mejorar las correlaciones planteadas y establecer con mayor certeza la cronología del magmatismo Neógeno-Peleógeno en la región. Por otro lado se efectuaron investigaciones sobre la petrografía y la geoquímica de las distintas unidades tratadas.

En forma paralela se han efectuado perfiles estratigráficos y sedimentológicos sobre las diferentes unidades sedimentarias de edad terciaria, con el propósito de contribuir al mejor conocimiento de la estratigrafía y evolución paleoambiental de las citadas formaciones. En este contexto fueron estudiadas una asociación palinológica y la flora asociada, fueron obtenidas de la parte superior de la Formación La Ollita que aflora en la quebrada del arroyo Salado. Las mismas aportan información acerca de la antigüedad, condiciones paleoambientales y paleoclimáticas imperantes en el lapso en que se formaron las sedimentitas fosilíferas.

1.3. Antecedentes bibliográficos

No son muchos los estudios publicados sobre la geología de la región. Probablemente, los primeros correspondan a los de Groeber en 1949 y 1951; en el último, sobre la base de trabajos de campo efectuados en enero de 1930, hizo referencia a la geología del área de paso del Zancarrón (donde señaló la existencia de "pórfidos choiyolitenses") y del tramo medio-superior de valle del Cura (allí reconoció sedimentitas terciarias correspondientes a su "Santamariense" y "pórfidos choiyolitenses", estos últimos conforman la ladera oeste de la Cordillera de Colangüil). En un trabajo posterior, aunque de naturaleza más regional, Groeber (1963) realizó breves comentarios sobre la región.

Luego de estas publicaciones no se realizaron estudios geológicos en la zona, con la excepción de algunos comentarios en informes y síntesis realizados por Stapenbeck (1918), Angelelli (1941, 1950, 1984), Monchablón (1957, 1960), Angelelli *et al.* (1970), Miolano (1973), Preisz (1973), Díaz y Verdenelli (1974), Vallejo y Panza (1974), Vallejo *et al.* (1974), Verdenelli (1975), Pelichotti y Borelli (1983) y Cardó (1993), principalmente en la quebrada del Fierro.

Quartino y Zardini (1967), llevaron a cabo un detallado y completo estudio de los cuerpos intrusivos que componen el batolito de Colangüil, ligeramente el este de la presente Hoja Geológica.

En 1968 la Compañía Minera T.E.A. elaboró un mapa de fotointerpretación (a escala 1:100.000) que incluye, entre otras, a la región aquí tratada. Este informe inédito constituye la primera síntesis geológica-regional para la Alta Cordillera de San Juan y ha sido sin lugar a dudas un aporte significativo para el conocimiento de la comarca. En este sentido, los posteriores trabajos de síntesis elaborados por Aparicio (1975, 1984) aceptan en buena parte la división y nomenclatura estratigráfica propuesta por T.E.A. (1968).

Entre las décadas del 70 y 80 la parte occidental de la Hoja (sobre todo las áreas de Zancarrón y Veladero) fue objeto de numerosos estudios de prospección y evaluación minera. La mayoría de ellos fueron efectuados por la Secretaría de Minería de la Nación y permanecen como informes inéditos; entre ellos se destacan los

realizados por Pelichotti y Petrelli (1983), Cardó (1987), Ramos (1987), Ramos y Sacomani (1987), Cardó y Martos (1987a-b, 1988a-b, 1989), Petrelli (1987) y Heresmann y Davicino, 1990. Excepciones al carácter inédito de la mayoría de estos informes lo constituyen los trabajos de Cardó y Martos (1988b) referido a manifestaciones auríferas de origen epitelial encontradas en el Área Veladero Sur y el de Heresmann y Davicino (1990), para el área del Zancarrón Argentino.

Hacia mediados de la década del 80 retomaron impulso las investigaciones sobre el batolito de Colangüil. Así los trabajos de Llambías *et al.* (1987, 1990a-b), Llambías y Sato (1990, 1995) y Shaw *et al.* (1990), entre varios otros, permitieron caracterizar el ciclo magmático Pérmico-Triásico y establecer la estrecha relación genética existente entre las volcánicas del Grupo Choiyoi y los plutones que integran el batolito de Colangüil.

Marín y Nullo (1989) y Nullo y Marín (1990) describieron la geología y estructura de la parte occidental de la Cordillera de La Ortiga. Estos trabajos fueron complementados por otra contribución efectuada por Nullo (1988) sobre el volcanismo y áreas de alteración de Veladero.

En 1992 Nullo y Marín presentaron una síntesis de la constitución geológica de las quebradas de La Sal y La Ortiga. En este trabajo se muestra un mapa geológico que incluye a la parte más septentrional de la Hoja y, por otro lado, se establece por primera vez en el área (véase también Nullo, 1988) el importante evento volcánico del Mioceno, conocido en Chile como Formación Cerro Las Tórtolas.

Más recientemente Godeas *et al.* (1993) y Ottamendi *et al.* (1994), presentaron un estudio sobre la petrografía y geoquímica del Grupo Doña Ana y de la Formación Cerro Las Tórtolas en el río Las Taguas (área de Veladero).

Por su parte, Sato y Llambías (1993) efectuaron el único estudio petrológico detallado de naturaleza regional para el Grupo Choiyoi en la parte septentrional de la Cordillera Frontal sanjuanina. En este trabajo los autores caracterizaron a los afloramientos de la unidad en la Cordillera de Colangüil, aportando valiosas precisiones acerca de su estratigrafía, edad y aspectos geoquímicos.

Por último, Jones (1995), Martínez *et al.* (1993), Ramos (1995a-b) y Jones *et al.* (1996), llevaron a cabo trabajos de síntesis acerca de las áreas de prospección minera de

valle del Cura (y regiones cercanas), en él se efectúan menciones específicas a la región que ocupa a esta Hoja.

2. ESTRATIGRAFÍA

Marco Geológico Regional

La región estudiada en esta Hoja Geológica queda incluida en la provincia geológica Cordillera Frontal (Caminos, 1972, 1979). Esta unidad morfoestructural se caracteriza por la existencia de cordones montañosos de gran altura, en muchos casos superiores a los 5000 metros y por presentar una constitución geológica conformada por un basamento del Paleozoico Inferior y Superior, integrado por sedimentitas, a menudo metamorfizadas e intruidas por cuerpos graníticos hasta tonalíticos correspondientes al Ciclo Magmático Pérmico-Triásico. Este ciclo magmático además de términos intrusivos comprende considerables espesores de rocas volcánicas (y algunas sedimentitas volcanoclásticas asociadas) incluidas en el Grupo Choiyoi.

Además de lo señalado, un conspicuo rasgo de esta provincia geológica resulta de la existencia de una compleja sucesión de eventos volcánicos desarrollados durante el Paleógeno y Neógeno. Este volcanismo estuvo acompañado por importante sedimentación, en parte volcanoclástica, desarrollada en cuencas de reducida expresión areal y compleja paleogeografía, ubicadas directamente detrás del arco magmático.

En lo que respecta al estilo tectónico de esta provincia geológica, es complejo e incluye distintos tipos de plegamiento correspondientes a distintas fases de deformación, fallamiento inverso de alto ángulo, sobrecorrimientos y estructuras de inversión tectónica (Caminos, 1979).

La mayor parte de estas características se reflejan en el área de la presente Hoja Geológica. Así, el basamento está representado por areniscas y pelitas (junto a escasas intercalaciones conglomerádicas) incluidas en la Formación Cerro Agua Negra, de edad carbonífera tardía-pérmica temprana. Estas rocas se encuentran con frecuencia leptometamorfizadas (incluso formando pizarras y filitas) debido a la intrusión de los granitoides que conforman el batolito de Colangüil.

Sobre esta unidad y en discordancia angular se disponen volcanitas y sedimentitas volcanoclásticas (brechas y conglomerados líticos) correspondientes al Grupo Choiyoi (Pérmico Inferior-Triásico Inferior), las que alcanzan gran distribución

areal, en especial en la Cordillera de Colangüil. En forma paralela a este volcanismo y desde fines del Pérmico Temprano hasta inicios del Triásico, se produjo la intrusión de los plutones que integran el batolito de Colangüil. La mayor parte de estos cuerpos aflora fuera del ámbito de esta Hoja, aunque muy próximos a su límite este. Las únicas exposiciones representadas en el área de este importante magmatismo corresponden a un pequeño afloramiento del Granito Los Puentes en el ángulo nororiental de la región analizada. Todo este ciclo magmático estuvo además acompañado por la intrusión de varios diques de composición ácida y mesosilícica (aquí identificados como Diques del Ciclo Magmático Pérmico-Triásico), los que intruyen tanto al Choiyoi como a la Formación Cerro Agua Negra.

Desde el Triásico Temprano y hasta probablemente el Cretácico no existe registro estratigráfico en la zona. Luego de este prolongado hiato se depositó la Formación Río La Sal, unidad de estratos rojos compuesta por brechas, conglomerados y areniscas líticas volcánicas. La antigüedad de esta unidad es incierta y de acuerdo a sus relaciones estratigráficas es referida con reservas al intervalo Cretácico Tardío-Paleoceno.

Durante el Paleógeno tuvo lugar la depositación de los sedimentos que integran la Formación Tobas Valle del Cura, esta unidad de edad eocena, representa un importante ciclo sedimentario (tanto por su desarrollo regional como por su potencia) compuesto por areniscas, tobas y brechas, entre las que se intercalan coladas de andesitas e ignimbritas ácidas.

Una importante actividad eruptiva comenzó durante el Oligoceno tardío y persistió hasta el Mioceno Temprano. Este ciclo, representado en el Grupo Doña Ana, tiene importante significado en el potencial minero del área pues en el se encuentran las principales zonas de alteración con manifestaciones de oro y plata. El Grupo en cuestión está integrado por las Formaciones Tilito (la inferior) y Escabroso (la superior). La primera está compuesta por riolitas, dacitas, pórfidos dacíticos, ignimbritas y, en menor proporción, andesitas y brechas. Por su parte la Formación Escabroso es de naturaleza más básica ya que se encuentra formada por andesitas y basaltos (frecuentemente olivínicos).

| UNIDAD | | DESCRIPCIÓN | EDAD |
|--|--------------------------------|--|--|
| <i>Depósitos coluviales y aluviales indiferenciados (17)</i> | | Gravas, arenas finas a medianas, limos y arcillas subordinadas con rodados dispersos | Holoceno (Reciente y Actual) |
| <i>Depósitos de remoción en masa (16)</i> | | Bloques (de hasta varios metros cúbicos), guijones y guijarros | Holoceno (Reciente y Actual) |
| <i>Depósitos de terrazas (15)</i> | | Gravas, arenas y bloques que conforman terrazas fluviales | Pleistoceno |
| <i>Depósitos glaciares y glacifluviales (14)</i> | | Tills, arenas, gravas y bloques | Pleistoceno |
| <i>Formación Los Bañitos (13)</i> | | Conglomerados, brechas, areniscas y muy escasos bancos de tobas y pelitas | Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano |
| <i>Andesitas Mio-Pliocenas (12)</i> | | Andesitas y basandesitas que conforman coladas y remanentes de calderas volcánicas | Mioceno Tardío-Plioceno Temprano |
| <i>Formación Tambo (11)</i> | | Ignimbritas, tobas ácidas y coladas riolíticas | Fines del Mioceno Medio-principio del Mioceno Tardío |
| <i>Formación Cerro las Tórtolas (10)</i> | | Coladas andesíticas y dacíticas con intercalaciones de piroclastitas e ignimbritas, en ocasiones muy alteradas | Principio del Mioceno Temprano-Mioceno Medio |
| <i>Formación La Ollita (9)</i> | | Conglomerados, areniscas rojas y pelitas con intercalaciones yesíferas, e intercalaciones de coladas de volcanitas mesosilícicas | Mioceno Temprano-Mioceno Medio |
| <i>Grupo Doña Ana</i> | <i>Formación Escabroso (8)</i> | Andesitas y basaltos, en ocasiones olivínicos | Mioceno Temprano |
| | <i>Formación Tilito (7)</i> | Riolitas, flujos ignimbriticos, dacitas y escasos mantos de traquiandesitas y andesitas, en ocasiones con gran alteración hidrotermal | Oligoceno tardío-principio del Mioceno Temprano |
| <i>Formación Tobas Valle del Cura (6)</i> | | Tobas, conglomerados y areniscas líticas con intercalaciones de ignimbritas y volcanitas mesosilícicas (traquitas y andesitas). | Eoceno |
| <i>Formación Río La Sal (5)</i> | | Conglomerados, areniscas líticas, pelitas, calizas y margas. | Cretácico Superior?-Paleoceno? |
| <i>Diques del Ciclo Magmático Pérmico-Triásico (4)</i> | | Enjambres de diques de composición ácida y mesosilícica (pórfidos riolíticos, riodacíticos, graníticos, dacíticos, andesíticos, etc.) | Pérmico Tardío-Triásico Temprano |
| <i>Granito Los Puentes (3)</i> | | Granito gris claro a rosado con diferenciados granodioríticos | Principio del Pérmico Tardío |
| <i>Grupo Choiyoi (2)</i> | | Volcanitas mesosilícicas (andesitas y dacitas), ácidas (riolitas, riodacitas ignimbritas) y sedimentitas (brechas, conglomerados y arenitas líticas) | Pérmico Temprano-Triásico Temprano |
| <i>Formación Cerro Agua Negra (1)</i> | | Arenitas arcósicas, grauvacas y pelitas parcialmente metamorfozadas originando pizarras, filitas y hornfels | Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano |

Cuadro N° 1. Resumen estratigráfico de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón.

Bien representada en el área, sobre la vertiente oriental de la Cordillera de La Brea, la Formación La Ollita, está formada en su base por conglomerados gruesos y

arenitas líticas que pasan hacia los niveles superiores a pelitas fosilíferas y yesos, correspondientes a una transgresión marina de edad miocena media.

La Formación Cerro Las Tórtolas, de edad miocena temprana a media, se dispone en discordancia sobre el Grupo Doña Ana, incluye principalmente andesitas y dacitas junto a algunos niveles de piroclastitas, ignimbritas y pórfidos dacíticos, en ocasiones muy alterados.

Se han correlacionado con la Formación Tambo (9,7 a 12,8 Ma), un conjunto de pórfidos riolíticos, ignimbritas y brechas que afloran en la parte norte del área estudiada.

Probablemente en continuidad con el volcanismo de la Formación Cerro Las Tórtolas, pero con menor grado de alteración y de edad miocena tardía hasta pliocena temprana ha sido reconocida en esta Hoja una unidad informal llamada Andesitas Mio-Pliocenas.

La Formación Los Bañitos (asignada al Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano), muestra sus mejores exposiciones en la Cordillera de La Brea e incluye un conjunto de conglomerados y brechas dispuestas en posición subhorizontal y discordante sobre varias de las unidades antes descriptas.

En el Pleistoceno han sido distinguidos dos tipos de acumulaciones: 1) depósitos glaciarios (till) y 2) depósitos de terrazas. Los primeros se encuentran formados por sedimentos caóticos muy mal seleccionados y los segundos por niveles de gravas, arenas y limos. Finalmente, en el Holoceno se diferenciaron: depósitos de remoción en masa y sedimentos aluviales y coluviales (recientes y actuales).

2.1. PALEOZOICO SUPERIOR

2.1.1. Carbonífero Superior-Pérmico Inferior

a. Formación Cerro Agua Negra (Polanski, 1970)

Sedimentitas (arenitas arcósicas, grauvacas y pelitas) (1a) metamorfitas de bajo grado (pizarras y hornfels) (1b)

Conforman esta unidad, areniscas, pelitas y muy escasos bancos de conglomerados, los que a menudo aparecen afectados por metamorfismo térmico debido al emplazamiento de los intrusivos que conforman el batolito de Colangüil. Este metamorfismo origina *hornfels*, pizarras y algunos esquistos de grano fino.

Antecedentes

Esta unidad, de amplia extensión areal en la Cordillera Frontal sanjuanina, ha sido objeto de numerosos trabajos, aunque en general escuetos y expeditivos, en especial los que se refieren a los afloramientos vinculados a esta Hoja.

En la primera mitad de este siglo los estudios que involucran los diferentes yacimientos de minerales ubicados sobre el batolito de Colangüil, hacia el este de la zona aquí tratada, hacen referencias a estas sedimentitas, aunque en forma somera (véase Stapenbeck, 1918; Angelelli, 1941, 1950). También se debe mencionar que esta unidad fue caracterizada y mapeada en varios informes de la Secretaría de Minería de la Nación, al explorar el yacimiento del Fierro (Vallejo y Panza, 1974; Vallejo *et al.*, 1974; Verdenelli, 1974; Pelichotti y Borelli, 1983; Angelelli, 1984; Cardó, 1993).

Las rocas paleozoicas que afloran sobre la vertiente oriental de la Cordillera del Colangüil, al este de la Hoja, fueron descritas por Quartino y Zardini (1967). T.E.A. (1968), mapeó estas rocas bajo la denominación de “areniscas, lutitas y tilitas indiferenciadas (incluye sedimentitas marinas)”, refiriéndolas al Carbonífero.

Polanski (1970), sintetizó la información sobre estas sedimentitas y propuso el término Formación Cerro Agua Negra, a la que caracterizó tomando como sección tipo los afloramientos de la quebrada del mismo nombre y la refirió al Carbonífero Superior-Pérmico Inferior. Esta unidad, en especial la mencionada sección, ha brindado una diversa y muy variada flora y fauna fósil las que fueron analizadas por varios investigadores (para una síntesis véase Archangelsky, 1987, 1996).

La base de la Formación sólo ha sido identificada en el tramo medio de la quebrada de Agua Negra por Scalabrini-Ortíz (1973) y Gutiérrez (1984), sobre la que se dispone un delgado conglomerado apoyado en forma discordante sobre pizarras oscuras, plegadas y leptometamorfitas, probablemente eopaleozoicas.

Por último, estas rocas han sido involucradas en varios trabajos de carácter regional, entre los que se destacan Caminos (1979), Archangelsky (1987, 1996), Petrelli (1987) y Rodríguez-Fernández *et al.* (1996).

Distribución y litología

La Formación Cerro Agua Negra está poco representada en el ámbito de la Hoja, encontrándose los principales afloramientos sobre la vertiente occidental de la Cordillera de Colangüil, entre la quebrada de la Bajada del Fierro (por el sur) y las juntas de Las Taguas (por el norte). Otro reducido conjunto, en parte cubierto por acarreos recientes, se halla localizado en el paraje conocido como Codo del Río, sobre ambas márgenes del río del Valle del Cura.



Figura 2. Arenisca de la sección II de la Formación Cerro Agua Negra, mostrando estratificación entrecruzada tangencial de gran porte. Foto tomada en el área de las juntas de los ríos Taguas y del Valle del Cura.

Debido al metamorfismo que muestran estas rocas, su deformación (en ocasiones intensas) y a la falta de secciones continua no es posible presentar un perfil

estratigráfico completo para la unidad. Por esta razón, y siguiendo el criterio expresado en las Hojas Geológicas Portezuelo de Conconta (Malizia, 1997a) y Paso del Agua Negra (Malizia, 1997b), se ha dividido a la unidad en tres secciones litológicas, entre las que sin embargo no pueden establecerse en forma inequívoca sus relaciones estratigráficas.

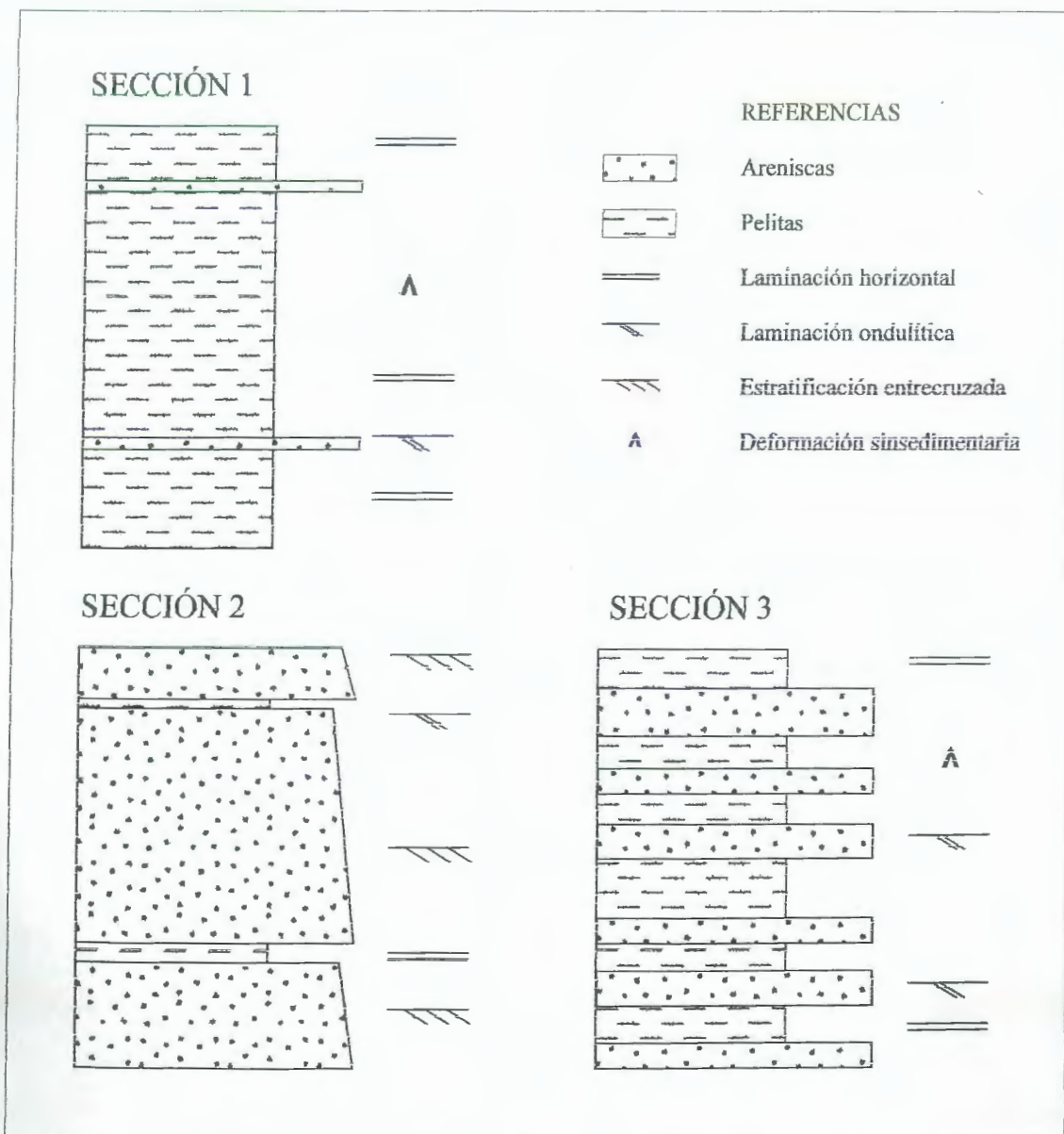


Figura 3. Esquema mostrando las tres secciones reconocidas dentro de la Formación Cerro Agua Negra (tomado de Malizia, 1997b).

1) La sección I (pelitas laminadas), corresponde a monótonas y potentes secuencias de arcilitas y limolitas (hasta 70 m de potencia), con frecuencia laminadas y más raramente macizas, de color negro a gris oscuro intenso. En forma esporádica aparecen bancos tabulares de areniscas finas y muy finas.

2) La sección II (areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte), está integrada por areniscas finas, muy finas y medianas, de color gris oscuro hasta negro y, localmente, gris verdoso. Al microscopio muestran muy bajos porcentajes de matriz (en general inferior al 5 %) y resultan arenitas feldespáticas. El rasgo más conspicuo de esta sección es el carácter grueso de la estratificación y la existencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante.

3) La sección III (areniscas y pelitas) consiste de areniscas y pelitas alternantes, de color negro a gris oscuro, que conforman desde repeticiones cíclicas muy delgadas (con bancos en el orden del centímetro) hasta ciclos integrados por bancos de areniscas y pelitas gruesos y muy gruesos.

Como se ha dicho, resulta impreciso establecer las relaciones estratigráficas mutuas entre las tres secciones. Sin embargo, y como se ha discutido en la Hoja Paso del Agua Negra (Malizia, 1997b), es probable que la sección I sea equivalente a los niveles inferiores de la Formación Cerro Agua Negra, que aparecen en los perfiles tipos de Agua Negra y Arrequeñtín. Del mismo modo, se considera a la sección II como correspondiente a la parte media de la Formación (intervalo *A* del perfil de Agua Negra), no pudiéndose hacer mayores precisiones sobre la ubicación estratigráfica de la sección III debido al carácter recurrente que muestra en los perfiles de Agua Negra y Arrequeñtín.

Siguiendo la división planteada, la mayor parte de los afloramientos ubicados en las inmediaciones de las juntas de Las Taguas y el Cura, corresponden a las secciones II y III, aunque también aparecen escasos bancos de paraconglomerados matriz-sostenidos, que no son característicos de la unidad en la áreas vecinas. En particular, es destacable la existencia de bancos de areniscas finas con frecuente estratificación entrecruzada tabular planar, conformando *sets* de escala grande. Al microscopio resultan feldslitoarenitas (figura 4) que muestran bajos porcentajes de matriz (por lo general menor al 10 %). El componente modal principal es el feldespato (entre 35 y 40

%), en su mayor parte microclino. Aparecen, además, fragmentos líticos (20-30 %), representados por clastos deformados de metamorfitas de bajo grado. Sólo en forma esporádica aparecen algunas volcanitas de composición ácida a mesosilícica, pero en proporción inferior al 3 %. La mayor parte de los clastos resultan subredondeados a subangulosos y sólo es destacable la existencia de fuerte deformación en el caso de los clastos de metamorfitas, que en ocasiones produce pasaje a pseudomatriz. La matriz es arcillosa, aparentemente clorítica, y existen al menos tres tipos de cementos: silíceo, carbonatos y arcilla, en orden de abundancia.

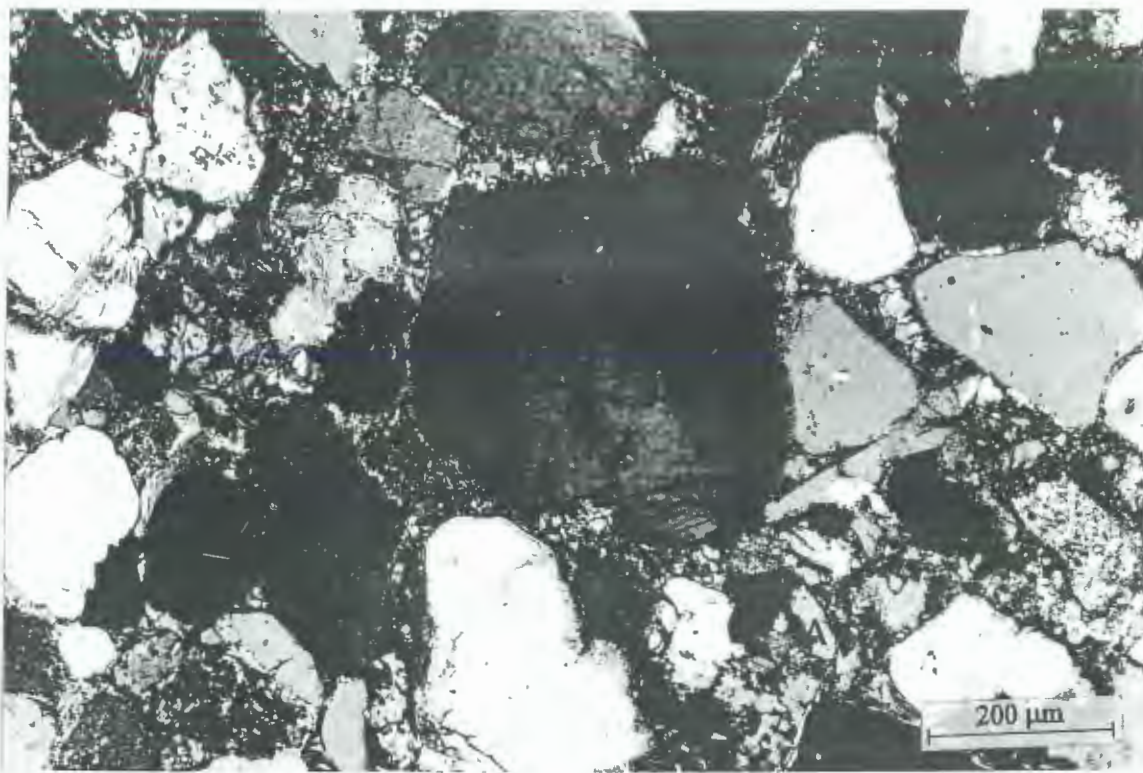


Figura 4. Microfotografía de una feldslitoarenita correspondiente a la Formación Cerro Agua Negra (área de las juntas de los ríos Valle del Cura y Las Taguas). Véase el predominio de clastos de feldespatos, la intensa deformación sufrida por los clastos líticos (A) que incluso pasan a pseudomatriz y el cemento silíceo que muestra la roca.

En lo que respecta a los conglomerados, se trata de orto y paraconglomerados matriz sostenidos, macizos y fuertemente cementados. El color de la roca es oscuro debido al grano fino de la matriz, no superando los clastos los 0,1 m de diámetro.

Hacia el sur, las sedimentitas paleozoicas aflorasteis frente a las desembocaduras de los arroyos La Breita y Leoncito, presentan rasgos similares a los

descriptos, aunque también incluyen depósitos de pelitas laminadas característicos de la sección I. En esta área, las sedimentitas aparecen con evidencias de metamorfismo de mediano y bajo grado (figura 5).

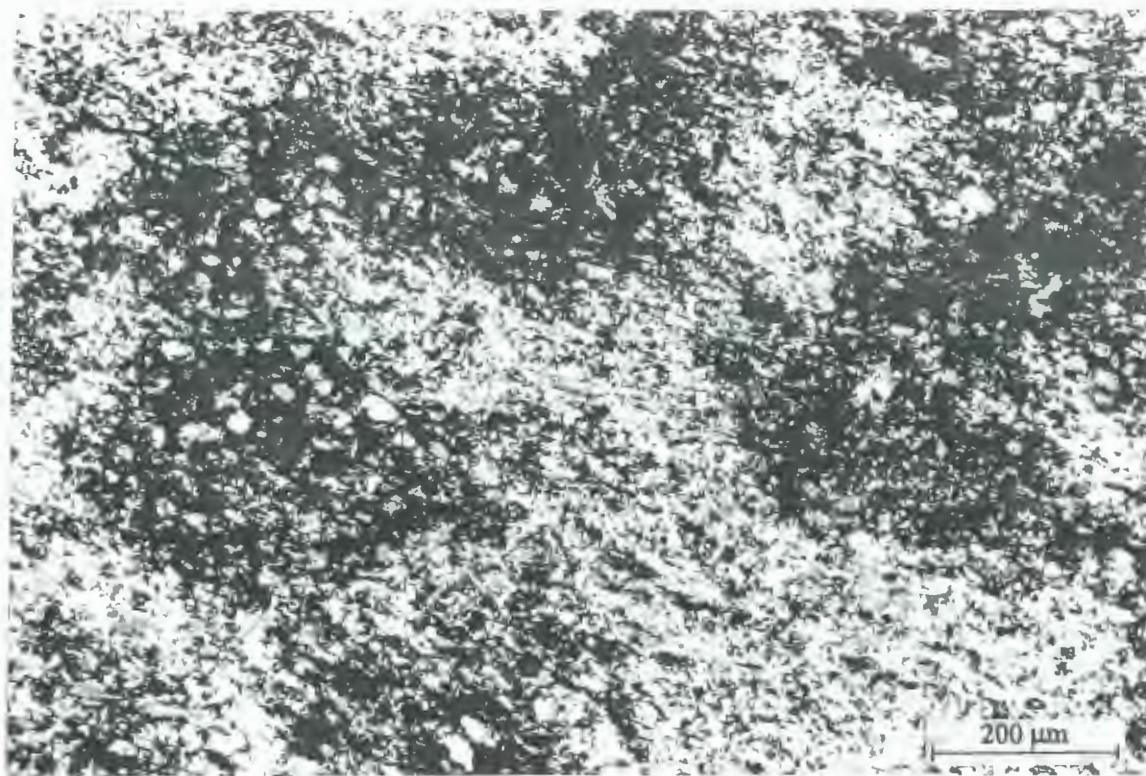


Figura 5. Microfotografía mostrando el aspecto de una filita correspondiente a una arenisca de grano fino de la Formación Cerro Agua Negra (muestra proveniente de los afloramientos del tramo medio del río del Valle del Cura).

En el área del Codo del Río, puede verse como las volcanitas del Grupo Choiyoi cubren en discordancia a la Formación Cerro Agua Negra. Allí, predominan las pelitas de fractura astillosa y color negro a gris oscuro, asimilables a la sección I, pero es evidente aquí la existencia de un mayor grado de metamorfismo.

Ambientes sedimentarios

Sobre la base de los trabajos realizados por Gutiérrez (1983, 1984), Nawratill (1983), Gabaldón *et al.* (1985) y Azcuy *et al.* (1988), se ha caracterizado al paleoambiente sedimentario de la unidad como mixto, ya que incluye facies marinas en

su parte inferior (plataforma fangosa hasta *nearshore*) y deltaicas hasta francamente continentales, en su parte media y superior. Los afloramientos descritos en la presente Hoja Geológica muestran muchos de sus atributos depositacionales obliterados por el metamorfismo, lo que no facilita los estudios paleoambientales. Sólo puede decirse que las areniscas con estratificación entrecruzada de la sección II, es probable que correspondan a depósitos de *nearshore* y representen facies de islas barreras correspondientes a la parte media de ciclos regresivos que caracterizan a la parte media de la Formación Cerro Agua Negra.

En lo que respecta a las pelitas de la sección I, son relacionados aquí a la sedimentación hemipelágica producida en el área de *offshore*.

Edad y correlación

La edad de la Formación Cerro Agua Negra ha sido precisada sobre la base de su contenido paleontológico (que incluye restos vegetales e invertebrados marinos). Una síntesis del contenido fosilífero de la unidad y su significado bioestratigráfico puede encontrarse en Archangelsky (1987, 1996). En particular es de interés el destacar la existencia de elementos florísticos pertenecientes a las Biozonas de Asociación de NBG y de Intervalo, en las quebradas de Agua Negra y Arrequintín, lo que sugiere una edad carbonífera tardía a pérmica temprana para los niveles portadores. Además, la presencia de invertebrados marinos pertenecientes a la Biozona de Asociación de *Canocrinella* aff. *farleyensis*, confirma que la sedimentación de la unidad habría continuado al menos hasta mediados del Pérmico Temprano.

Las relaciones estratigráficas son consistentes con la antigüedad señalada, ya que las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra son cubiertas en discordancia angular por las volcanitas del Grupo Choiyoi, de edad pérmica temprana a triásica temprana.

Desde el punto de vista regional, la Formación Cerro Agua Negra sería correlacionable, tanto desde el punto de vista de su antigüedad como de sus facies, con las Formaciones Ranchillos (Marcos *et al.*, 1971; de la Cordillera Frontal riojana, ver

Limarino *et al.*, 1996) y Río del Peñón (Scalabrini-Ortíz y Arrondo, 1973, de la Precordillera riojana).

2.2. PALEOZOICO SUPERIOR-MESOZOICO

2.2.1. Pérmico-Triásico Inferior

2.2.1.1. Ciclo Magmático Pérmico-Triásico

Un importante ciclo magmático de edad pérmica-triásica temprana está representado en la región por términos intrusivos (correspondientes al batolito de Colangüil), extrusivos (representados en la volcanitas del Grupo Choiyoi) e hipabisales (enjambres de diques dispuestos dentro de los plutones o intruyendo al Grupo Choiyoi y a la Formación Cerro Agua Negra).

Todo este espectro ígneo ha sido referido como Ciclo Magmático Choiyoi (véase Llambías *et al.*, 1996) y aparece poco representado en el área de la presente Hoja Geológica. Los granitos que integran el batolito de Colangüil, están bien expuestos al este y en las Hojas ubicadas al sur: Portezuelo de Conconta y Paso del Agua Negra (Malizia, 1997a-b).

a. Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado-Roque, 1969; *nom. transl.* Yrigoyen, 1972)

Volcanitas mesosilíceas (andesitas y dacitas) y ácida (riolitas, riodacitas e ignimbritas) (2)

Este Grupo está formado por un potente conjunto de rocas volcánicas, en su mayoría de composición mesosilícica y ácida (andesitas, dacitas, traquiandesitas, riolitas, ignimbritas y brechas andesíticas a riolíticas), que constituyen buena parte del faldeo occidental de la Cordillera de Colangüil.

Antecedentes

Las muy importantes manifestaciones de volcanismo permico-triásico de la Cordillera de Los Andes fueron incluidas por Groeber (1929) en su Serie Porfírica Supratriásica. Para la que en luego adoptara la denominación de Choiyolitense (Groeber, 1946). En contribuciones posteriores de Stipanovic (1967) y Stipanovic *et al.* (1968) las rocas en cuestión fueron reunidas bajo el epígrafe de Choiyoi sin efectuar mayores consideraciones acerca de su rango estratigráfico (Grupo o Formación). Desde el punto de vista formal, fueron Rolleri y Criado-Roque (1969) quienes propusieron para el conjunto la denominación de Formación e Yrigoyen (1972) el de Grupo.

Debido a que la unidad muestra significativos cambios litológicos a lo largo de la región se postularon en diferentes áreas diversas Formaciones para identificar estas rocas. La categoría de Grupo es entonces preferible, pues permite incluir a todas las Formaciones en una única unidad de orden mayor que refleja la similar identidad del conjunto.

Es lo referente al valle del Cura y a la Cordillera del Zancarrón han sido muy escasas las contribuciones en las que se ha tratado (aún en forma superficial) a estas volcanitas. Groeber (1949) fue el primero en hacer referencia a su distribución regional y mapeó los afloramientos de la Cordillera de Colangüil, como porfiritas permotriásicas.

Luego, en oportunidad de efectuar el mapeo de la Hoja Las Tórtolas (Groeber, 1951), identificó un conjunto de “pórfidos y keratófiros” (que asignó al Choiyolitense), a lo largo del límite argentino-chileno y sobre el faldeo occidental de la Cordillera de Colangüil. Es importante destacar en este punto que el mencionado autor no siempre diferenció las volcanitas terciarias de las permico-triásicas y que ambas, en ocasiones, fueron referidas en conjunto al Choiyoi.

Años más tarde, Groeber (1963) durante el levantamiento de la Hoja Copiapó, incluyó en su unidad “Paleozoico con porfiritas carbónicas” a las volcanitas, sin separarlas de la Formación Cerro Agua Negra.

El primer estudio detallado, en este sector de la Cordillera, sobre la distribución regional de las volcanitas aquí tratadas se encontraría en el mapa inédito de T.E.A.

(1968). Allí, las rocas pertenecientes al volcanismo pérmico-triásico fueron reunidas en la Serie Porfirítica, estableciéndose sus relaciones de campo y ubicación estratigráfica.

En posteriores contribuciones, también de índole regional como las de Zambrano (1975) y Aparicio (1975, 1984) las rocas en cuestión fueron referidas al Pérmico Superior.

Recién a principios de los años 90 comenzaron a realizarse trabajos específicos sobre esta unidad. Así, por ejemplo, Sato *et al.* (1990) efectuaron consideraciones específicas acerca del Grupo, en especial sobre su estratigrafía, extensión regional y composición de las volcanitas. Además, reconocieron la existencia de una sección inferior sedimentaria, aflorante sobre la vertiente oriental de la Cordillera del Agua Negra y en el área de los nevados de Colangüil.

Como complemento de dicho trabajo, Sato y Llambías (1993) establecieron la relación genética existente entre el Grupo Choiyoi y los granitoides del batolito de Colangüil, considerándolos equivalente efusivos e intrusivos del mismo ciclo magmático. Por otro lado, dividieron al Grupo en dos secciones: una inferior andesítica y otra superior riolítica.

También se debe mencionar que estas rocas fueron consideradas, en general en forma escueta, en varios informes inéditos y trabajos de carácter geológico-minero de la Secretaría Nacional de Minería (Angelelli, 1941; Monchablón, 1960; T.E.A., 1969; Pelichotti y Borelli, 1983; Petrelli, 1987; Cardó, 1993).

Distribución y litología

De acuerdo al criterio expresado en las Hojas Geológicas Portezuelo de Conconta y Paso del Agua Negra (Malizia, 1997a-b), el Grupo Choiyoi se ha dividido en tres secciones: 1) inferior, de naturaleza sedimentaria (volcanoclástica), 2) media, formada por volcanitas mesosilícicas (en su mayoría andesitas y dacitas) y 3) superior, compuesta por volcanitas ácidas (riolitas, riodacitas e ignimbritas). De éstas, no se han hallado afloramientos correspondientes a la sección inferior, estando bien representadas los dos restantes.

El Grupo Choiyoi aflora en el área en cuatro bloques principales. El más oriental, corresponde a la Cordillera de Colangüil y a una escama tectónicamente elevada que conforma el extremo de la Cordillera de La Brea, en el área conocida como Codo del Río. Allí, asoma la sección media del Grupo, mostrando en general contacto tectónico en su base, con la excepción de lo que ocurre al este del cerro La Coipita y al norte de las nacientes de la quebrada del Fierro, donde apoya en forma discordante sobre la Formación Cerro Agua Negra. El techo de la unidad también aparece suprimido por los lineamientos tectónicos, que la ponen en contacto con la Formación Tobas Valle del Cura. No obstante, un contacto normal parece observarse al sur de la vega de Los Acerillos, donde las volcanitas pérmico-triásicas son cubiertas por la Formación La Ollita (Neógeno).

Desde el punto de vista composicional, esta faja está formada por andesitas, traquiandesitas, dacitas y, en menor proporción, riolitas y algunas ignimbritas muy alteradas. El conjunto presenta color variable, desde gris verdoso a oscuro y esta de moderadamente a muy alterado. Las andesitas y dacitas son las rocas más abundantes, de color gris verdoso hasta gris morado, muestran textura porfírica con porcentaje de fenocristales variable entre 20 y 40 %.

Un segundo grupo de afloramientos corresponde a la vertiente occidental de la Cordillera de La Brea. En este sector, a la latitud del portezuelo de Los Despoblados, aflora un conjunto litológicamente variado de volcanitas, correspondientes tanto a la sección media como a la superior del Grupo. Esta faja de afloramientos se adelgaza en forma progresiva hacia el norte hasta que, en la quebrada de La Ortiga, alcanza su menor desarrollo. En la mencionada quebrada es destacable la existencia de ignimbritas de color rosado y composición ácida, moderadamente alterados y muy deformadas en pliegues de variable longitud de onda (figura 6). Allí, la Formación Río La Sal cubre en fuerte discordancia al Grupo, como puede observarse en las proximidades del límite norte de la Hoja Geológica.

Hacia el sur, en las nacientes de los arroyos de La Breita y Leoncito, es la Formación Tobas Valle del Cura la que cubre en discordancia a las volcanitas del grupo Choiyoi.

Desde un punto de vista composicional, podemos señalar tres tipos principales de rocas que componen estos afloramientos: riolitas moradas con textura porfírica, dacitas grises con bajos porcentajes de fenocristales y andesitas y brechas andesíticas, gris verdosas a gris moradas. En particular, las brechas andesíticas son de color gris verdoso y se encuentran moderadamente alteradas. Están compuestas por fragmentos angulosos de volcanitas con textura porfírica en las que se observan claramente tablillas de plagioclasa, en ocasiones con textura fluidal.



Figura 6. Detalle de una ignimbrita plegada correspondiente a la sección superior del Grupo Choiyoi que aflora en la quebrada de La Ortiga. Los afloramientos infrayacen a la Formación Río La Sal (véase figura 13).

Un tercer conjunto de afloramientos se observa en el área de los baños de Los Despoblados (Proyecto Minero Los Despoblados), donde no aflora la base de la unidad, siendo ésta cubierta por andesitas mesosilícicas pertenecientes a la Formación Cerro Las Tórtolas y sedimentitas de la Formación Río La Sal. Este conjunto muestra algunas diferencias con los antes descritos, así, es menor la proporción de rocas andesíticas, mayor la participación de riolitas y dacitas, y es conspicua la presencia de ignimbritas de color rosado, muy alteradas.

Resta hacer referencia a pequeñas y aisladas exposiciones que se observan por debajo de la Formación Cerro Las Tórtolas, como ocurre aguas abajo de las juntas de los arroyos de Los Despoblados y Taguas. Allí, el Grupo Choiyoi está representado por brechas y coladas desde andesíticas hasta riolíticas, muy alteradas y fracturadas.



Figura 7. Microfotografía mostrando el aspecto de una andesita perteneciente al Grupo Choiyoi aflorante en el área de Chezanco. Obsérvese la textura microporfírica formada por fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta de grano fino imperfectamente seriada.

Otra reducida exposición, puede observarse hacia el límite argentino-chileno, al este del Campamento de Chezanco. Las volcanitas en cuestión se encuentran cubiertas por la Formación Doña Ana (hacia el oeste) y en contacto tectónico con la Formación

Cerro Las Tórtolas (hacia el este). Se trata, principalmente de andesitas de color gris verdoso a las que acompañan, en menor proporción, algunas dacitas y rocas oscuras de composición basáltica. Las andesitas exhiben textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm de largo, inmersos en una pasta de grano fino, en ocasiones con textura seriada (figura 7). La plagioclasa es principalmente oligoclasa, se encuentra maclada y zonada, exhibiendo variable grado de alteración (en su mayoría arcillosa) y en forma localizada se observan rebordes albíticos. La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa, opacos y abundante material de alteración arcilloso.

Por último, penetra por el margen sudoeste de la Hoja la faja de afloramientos correspondientes al arroyo Los Bañitos (véase Hoja Geológica Portezuelo de Conconta Malizia, 1997a). Se trata de andesitas y dacitas de colores oscuros y textura porfírica que aparecen parcialmente alterados y en ocasiones muy fracturadas.

Edad y correlación

No se cuenta con dataciones radimétricas que permitan establecer la edad del Grupo Choiyoi en el área que ocupa la presente Hoja. Sin embargo, al sur, en las Cordilleras de Colangüil y Agua Negra, varias dataciones han sido efectuadas por Sato y Llambías (1993), Llambías y Sato (1995) y Malizia (1997a-b).

De este modo, Sato y Llambías (1993) han obtenido una isocrona (Rb/Sr) de $289,2 \pm 19,3$ Ma (Pérmico Temprano) para la Sección Inferior Andesítica del Grupo, la que a su vez es intruida en la quebrada del Romo por la Granodiorita Las Piedritas, allí datada en 264 Ma (Sato y Llambías, 1993; Llambías y Sato, 1995). Por otro lado, Malizia (1997b) dató un pórfido riolítico correspondiente a la misma sección, obteniendo una edad K/Ar de 287 ± 15 Ma (Pérmico Temprano). Otras edades fueron obtenidas para estas rocas (cuadro 8) las que, aunque son consideradas edades mínimas, permiten diferenciarlas claramente de las volcanitas pertenecientes al ciclo volcánico terciario.

Otras dataciones pertenecientes a la Cordillera de Colangüil, corresponden a los términos superiores del Grupo Choiyoi. En este sentido, Sato y Llambías (1993) estimaron la edad de la sección superior del Grupo sobre la base de dataciones de los

diques riolíticos, para los que obtuvieron una isocrona de 247,6 \pm 3 Ma (límite Pérmico-Triásico).

De acuerdo a lo expuesto, las efusiones del Grupo Choiyoi en esta parte de la Cordillera, habrían comenzado durante el Pérmico Temprano y continuaron, muy probablemente, hasta inicios del Triásico.

Lo dicho es consistente con las relaciones estratigráficas que guarda la unidad, desde el momento que el Grupo cubre en discordancia a las sedimentitas de Carbonífero Superior-Pérmico Inferior de la Formación Cerro Agua Negra.

b. Granito Los Puentes (Llambías y Sato, 1990)

Granitos rosados de grano mediano a grueso, grises (3)

Son incluidos dentro del Granito Los Puentes los plutones El Fierro, Los Puentes y Conconta, los que aparecen asociados en forme íntima a enjambres de diques leucocráticos y pegmatíticos. En la presente Hoja Geológica sólo aflora el plutón Los Puentes, el que aparece con escasa representación en el extremo oriental del área analizada.

Antecedentes

Fue Stapenbeck (1918) el primero en hacer referencia a los cuerpos graníticos de la región al mencionar la presencia de vetas mineralizadas en el granito que aflora entre las quebradas El Fierro y El Salado.

En varios trabajos geológicos y mineros Angelelli (1941, 1950, 1984) trató al granito, ya sea en estrecha relación a la mineralización o como roca de caja. En particular el citado autor describió a los granitos vinculados a los yacimientos de hierro, plata y oro, localizados en las quebradas de los arroyos de El Fierro, Las Opeñas y Las Vizcachas, sobre la vertiente oriental de la Cordillera de Colangüil. Estos granitos fueron también considerados en los posteriores informes, de naturaleza minera, realizados por T.E.A. (1969), Díaz y Verdenelli (1974), Vallejo y Panza (1974), Verdenelli (1975), Pelichotti y Borelli (1983) y Cardó (1993).

Al realizar el levantamiento geológico de la Hoja Las Tórtolas, Groeber (1951) consideró a los granitos que aquí nos ocupan, refiriéndolos al Paleozoico Superior y destacando su relación de intrusividad con las sedimentitas “antracólicas”.

Quartino y Zardini (1967) realizaron un estudio regional y petrológico detallado de los granitos que conforman el batolito de Colangüil. Si bien los afloramientos descritos por estos autores se encuentran al sur y este del área aquí tratada, muchas de sus observaciones alcanzaron validez regional y resultan útiles en el área aquí analizada.

En el mapa de T.E.A. (1968), las rocas en cuestión aparecen mapeadas Plutones de la Cordillera Frontal y asignadas al Pérmico-Triásico. Por otro lado el término Formación Colangüil fue formalizado por Aparicio (1975) para incluir a los cuerpos graníticos que conforman la cordillera del mismo nombre.

En años recientes Llambías y Sato (1990), Llambías *et al.* (1990a) y Sato *et al.* (1990) efectuaron un detallado estudio de las principales unidades que componen el batolito de Colangüil. Se debe a estos trabajos la división en diferentes cuerpos graníticos del batolito, incluyendo el aquí tratado Granito Los Puentes. En un trabajo posterior, Llambías y Sato (1995) efectuaron una síntesis de las características petrológicas, edad y significado tectónico del Granito Los Puentes y demás unidades incluidas en el batolito del Colangüil.

Litología y distribución

La unidad aquí tratada muestra muy escasos afloramientos, restringidos a la parte alta de la Cordillera de Colangüil sobre el margen más oriental de la Hoja Geológica. Las exposiciones se presentan conformando una faja continua al este del cerro La Coipita, desde las nacientes de la quebrada Pingo-Pingo (por el norte) hasta las cabeceras de la quebrada de La Bajada del Fierro (por el sur). Allí se presentan intruyendo tanto al Grupo Choiyoi como a la Formación Cerro Agua Negra, produciendo sobre esta última marcado metamorfismo.

Se trata de un granito de color rosado, de grano mediano, compuesto principalmente por feldespato potásico (ortosa), cuarzo, plagioclasa y minerales micáceos (tanto biotita como muscovita). Más al sur, en su área tipo de la quebrada de

Los Puentes y en el área de Conconta, Sato *et al.* (1990) y Malizia (1990b) han citado la presencia de zircón, apatita, ilmenita y magnetita, como minerales accesorios y, menos frecuentemente, fluorita y allanita.

Edad y correlación

No se han obtenido datos que permitan establecer la edad del Granito Los Puentes en los afloramientos aquí tratados, sin embargo directamente al sur en la Hoja Geológica Portezuelo de Conconta (véase Malizia, 1997b) una datación de 257 Ma. ha sido dada por Llambías y Sato (1990). Por otro lado una similar antigüedad fue obtenida para este granito en el plutón El Fierro (256-257 Ma) por Llambías y Sato (1993).

Teniendo en cuenta las edades radiométricas señaladas y que como puede observarse en el área aquí tratada el Granito Los Puentes intruye a la Formación Cerro Agua Negra, la edad de la intrusión del mencionado granito es referida al principio del Pérmico Tardío.

c. Diques del Ciclo Magmático Pérmico-Triásico

Enjambre de diques de composición ácida y mesosilícica (4)

Corresponde a los diques ácidos y más raramente mesosilícicos (pórfidos riolíticos a dacíticos, riodacíticos y andesíticos, graníticos a granodioríticos) que se presentan intruyendo al Grupo Choiyoi y, con menor frecuencia, a la Formación Cerro Agua Negra.

Antecedentes

La existencia de diques relacionados al magmatismo del Pérmico-Triásico ha sido destacada tanto en informes, generalmente mineros (Stapenbeck, 1918; Angelelli, 1941, 1950, 1984; Monchablón, 1960; T.E.A., 1969; Vallejo y Panza, 1974; Verdenelli, 1975; Pelichotti y Borelli, 1983; Petrelli, 1987; Cardó, 1993) como en trabajos petrológicos y regionales (Quartino y Zardini, 1967; Sato *et al.*, 1990; Castro, 1993).

Sin embargo, es importante aclarar que la mayor parte de estos trabajos se desarrollaron en las áreas de Los Puentes, Conconta y cerro Bronce, aunque sobre diques análogos en su composición, textura y emplazamiento a los aquí considerados.

Distribución y litología

A diferencia de lo observado en las Hojas Geológicas Portezuelo de Conconta y Paso del Agua Negra (Malizia, 1997a-b), la cantidad de diques es mucho menor en esta área. Sólo fueron representados los principales cuerpos, en muchos casos exagerando sus dimensiones para que puedan aparecer en el mapa. En su composición, dominan los diques ácidos y mesosilícicos, en general pórfidos riolíticos, riodacíticos y, con menos frecuencias, andesíticos. Se presentan en posición subvertical y su espesor, en general, no supera los 2 metros.

La mayor densidad de diques se observa en el rincón nordeste de la Hoja, en el área conocida como vegas del Cachiyuyal y, más al sur, al este del cerro La Lagunita, en ambos casos intruyendo al Grupo Choiyoi.

Al este del portezuelo de Los Despoblados y al norte del baño homónimo, los afloramientos del Grupo Choiyoi también se encuentran intruidos por diques y venas, la mayoría de composición ácida y en muchos casos, cuarzo-feldespática.

Desde el punto de vista petrográfico, los diques de composición ácida presentan grano fino y se trata, en su mayoría, de pórfidos riolíticos hasta dacíticos de colores rojo, morado o rosado. Presentan texturas microporfíricas, siendo el porcentaje de fenocristales muy variable y la textura de la pasta granofírica a felsítica. En mucha menor proporción aparecen también algunos pórfidos de grano más grueso (pórfidos graníticos hasta granodioríticos), en especial en el sector de la parte alta de la Cordillera de Colangüil, próximo al contacto con el Granito Los Puentes.

Por último, los diques de composición mesosilícica son, en su mayoría, andesíticos de color gris verdoso y muestran textura microporfírica y, en menor proporción, afírica.

Edad y correlación

Los diques en cuestión son interpretados como vinculados a la actividad magmática del Ciclo magmático Pérmico-Triásico y, por lo tanto, referidos al intervalo que va del límite Pérmico Temprano-Tardío hasta el Triásico Temprano. La relación de intrusividad que guardan estos diques con la Formación Cerro Agua Negra e incluso con el Grupo Choiyoi, es consistente con la antigüedad señalada.

2.3. MESOZOICO-CENOZOICO

2.3.1. Cretácico-Paleógeno

2.3.1.1. Cretácico Superior-Paleoceno (?)

a. Formación Río La Sal (Reutter, 1974 emend. Nullo y Marín, 1992)

Conglomerados, areniscas líticas, pelitas, con escasas calizas, margas, niveles de yeso y brechas (5)

Se trata de una potente secuencia de bancos rojos, compuesta principalmente por conglomerados, areniscas y pelitas, a las que acompañan en proporción subordinada, bancos de calizas, margas, sabulitas, tobas, delgados niveles de yeso y algunas brechas.

Antecedentes

Una sucinta referencia a las rocas aquí tratada se debe a Groeber (1963), quien señaló que “el surco del río de La Sal” estaría ocupado por el “cuevense” (Paleógeno), distinguiéndolo de la secuencia aflorante próxima al oeste, referida por el autor al “chileticense”.

Algunos de los principales afloramientos que componen esta unidad fueron identificados en el mapa de T.E.A. (1968) e incluidos en una unidad informal

denominada Formación de Las Tobas, Brechas y Conglomerados, asignadas al Neógeno. Sin embargo, otros afloramientos pertenecientes a la misma entidad fueron asignados a la Formación Barrancosa (Cordillera de La Ortiga) y a la Serie Volcánica del Terciario, en el sector de Los Despoblados.

Reutter (1974) denominó Formación Río La Sal a un conjunto de bancos rojos formados por brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, yesos y calizas, aflorantes a lo largo del río homónimo, en el sector conocido de la quebrada de Las Pisacas y arroyo Darío Delgado. En este sector, y siempre siguiendo al mencionado autor, afloran los niveles más finos de la unidad (pelitas y evaporitas) mientras que las rocas de mayor tamaño de grano lo hacen en el límite argentino-chileno, entre los pasos Rincón de La Flecha y Tambos.

Se debe a Nullo y Marín (1992) la identificación y delimitación de los principales afloramientos de esta secuencia en la Cordillera de La Ortiga y a lo largo del río de La Sal. Los mencionados autores redefinieron esta unidad e incluyeron en la misma areniscas desde gruesas a finas y conglomerados (gruesos hasta fanglomerádicos) rojos y morados, con espesores variables entre 70 y 150 metros.

Distribución y litología

La Formación Río La Sal presenta reducidas exposiciones limitadas a la parte norte de la Hoja. En ellas y de este a oeste, pueden reconocerse tres principales áreas de afloramiento: los de la quebrada de La Ortiga (prolongación austral de los afloramientos del río de La Sal), aquéllos del área del arroyo Los Despoblados (figura 8) y las exposiciones ubicadas al yacente del arroyo Guanaco Zonzo, éstas como luego se discutirá fueron asignadas por autores previos al Paleozoico Superior (Formación Las Placetas de Reutter 1974).

Sobre ambas márgenes del arroyo de Los Despoblados esta secuencia alcanza un espesor de 330 m, cubre en discordancia a las ignimbritas y volcanitas del Grupo Choiyoi y muestra contacto tectónico con las rocas de la Formación Tilito. Sin embargo, inmediatamente al sur de los baños de Los Despoblados, puede observarse como esta última Formación cubre en discordancia a la Formación Río La Sal.



Figura 8. Vista del perfil levantado sobre la Formación Río La Sal en las proximidades de los baños de Los Despoblados, la fotografía ilustra la parte superior conglomerádica de la sección representada en el anexo, como perfil 1).

Un perfil representativo de la unidad se exhibe sobre la margen izquierda del arroyo de Los Despoblados (figura 8, perfil 1 del anexo). En este punto, la base no es visible, pues se halla cubierta por sedimentos recientes; por encima, continúan unos 35 m de pelitas rojas, en su mayor parte laminadas, entre las que se intercalan algunos niveles delgados de areniscas finas y muy finas, estratificadas en bancos tabulares y macizos. Continúan unos 7 m de areniscas rojas, muy meteorizadas, macizas o con estratificación entrecruzada mal definida; las que conforman bancos tabulares de hasta 0,35 m de potencia, que exhiben en forma esporádica lentes conglomerádicas y sabulíticas dominadas por guijas de volcanitas ácidas. Sobre estas areniscas se disponen coladas de ignimbritas riolíticas, las que producen una superficie de silicificación sobre las psamitas.



Figura 9. Microfotografía mostrando el aspecto de una caliza perteneciente a Formación Río La Sal (facies I) en el perfil del arroyo de Los Despoblados (perfil 1 del anexo).

Sobre las coladas riolíticas continúan 18 m de pelitas rojas laminadas que intercalan gruesos bancos de calizas de color gris azulado, macizas o imperfectamente

laminada. Con frecuencia, los bancos calcáreos se hallan atravesados por venas de chert de diseño irregular que le confiere cierto aspecto brechoso al conjunto. Desde el punto de vista petrográfico (figura 9), corresponden a *wackestones* (*sensu* Dunham) con escasos aloquímicos (15 %) y, casi en forma exclusiva, peloides e intraclastos. El material terrígeno se limita a arcillas, concentradas en láminas irregulares de espesores menores al milímetro y, muy aislados, fragmentos de cuarzo y líticos.

Los 30 m siguientes repiten la alternancia de pelitas y calizas, apareciendo además algunos bancos de margas y areniscas finas.

Continúa una secuencia grano y estratocreciente (28 m de espesor) en la que alternan areniscas (finas o medianas) y pelitas. Éstas, son dominantes en la parte inferior y de color rojo hasta morado, se presentan por lo general macizas. Mientras que las areniscas, muestran color morado y se estratifican en bancos tabulares con laminación horizontal y, menos común, entrecruzada de pequeña escala.



Figura 10. Aspecto de un conglomerado de la Formación Río La Sal, aflorante en el arroyo de Los Despoblados (perfil I del anexo). Obsérvese el carácter lítico del conglomerado, en el que además de rodados volcánicos (dominantes), aparecen fragmentos de granitos.

A partir de este punto la unidad sufre un brusco cambio, pues se encuentra dominada por potentes bancos de conglomerados gruesos (figura 10), junto a algunas brechas y areniscas gruesas (en parte sabulíticas). Las psefitas (por lo general, ortoconglomerados polimícticos matriz-sostenidos), presentan clastos subredondeados hasta subangulosos de hasta 0,2 m de diámetro máximo, dominados por fragmentos de riolitas, dacitas, traquitas y piroclastitas. La matriz es arenosa aunque, en forma local, puede resultar limo-arcillosa. Estas rocas conforman bancos lenticulares de hasta 0,8 m de potencia de base fuertemente erosivas; en su interior, un buen número resultan macizas, aunque suelen aparecer también capas gradadas y con entrecruzamiento tabular planar. Las brechas, aparecen en menor proporción y muestran clastos muy angulosos de volcanitas de hasta 0,3 m de diámetro, inmersos en una matriz arenolimoso con pobre selección.

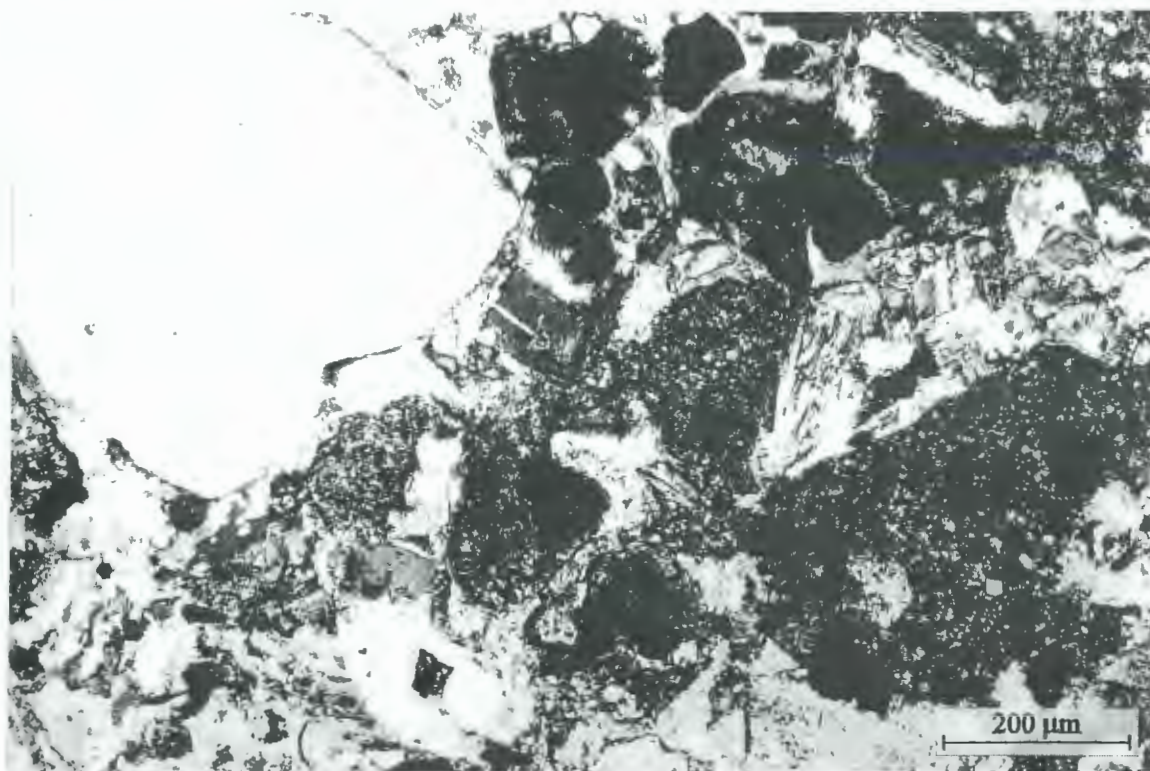


Figura 11. Microfotografía mostrando el aspecto de una arenita lítica de la Formación Río La Sal (facies I). Obsérvese la presencia de abundantes líticos de volcanitas ácidas y el cemento carbonático, que en algunos casos corroen intensamente a los clastos. Perfil del arroyo de Los Des poblados (anexo, perfil 1).

Conformando no más del 20 % del intervalo descripto, aparecen areniscas gruesas, sabulitas y areniscas guijarrosas las que se presentan estratificadas en bancos lenticulares con frecuente estratificación entrecruzada, tabular y en artesa, junto a estratos con burda laminación horizontal. Se trata de arenitas líticas formadas por clastos de volcanitas ácidas a mesosilícicas (alrededor del 60 %), aunque también se han identificado fragmentos de tobas (cerca del 10 %), fangolitas y areniscas (8 %) y plutonitas o metamorfitas de grano grueso (hasta el 5 %). En menor proporción se encuentran restos de chert, siendo escasos los feldespatos y el cuarzo (figura 11).

Siguen al conjunto descripto, unos 20 m de areniscas y pelitas rojas, las que son sucedidas por unos 120 m de ortoconglomerados polimícticos volcánicos (con frecuente estratificación entrecruzada), brechas macizas y areniscas gruesas.

Los afloramientos que conforman el anticlinal, ubicado al sur de los baños de Los Despoblados, presentan características litológicas similares a las descriptas. En particular las areniscas, con frecuencia guijarrosas, conforman una parte sustancial de la secuencia. Se trata de arenitas líticas volcánicas, en su mayoría de grano mediano y mal seleccionadas. Los líticos, de afinidad volcánica, conforman la mayor parte de la fracción clástica (cerca del 65 %), dominando los clastos de volcanitas con texturas microlíticas (en su mayoría andesitas), en menor medida granofíricas (fragmentos de riolitas y riodacitas) e intergranulares (de andesitas y basaltos); en ocasiones se presentan también fragmentos de tobas e ignimbritas. Los feldespatos más abundantes son plagioclasas zonadas de aspecto límpido y de buena euhedralidad. Estas rocas se hallan muy cementadas por carbonato micrítico y microesparítico junto a parches y recubrimientos (*coatings*) de material ferruginoso. En este sentido es común la corrosión y el reemplazo de clastos de volcanitas y aún feldespatos por cemento carbonático (figura 12). La porosidad es mínima, imperceptible a nivel del microscopio óptico.

Hacia el oeste, próximos a las nacientes del arroyo Guanaco Zonzo, se observan al menos tres pequeños afloramientos de sedimentitas epiclásticas alteradas. Estas rocas fueron consideradas por autores previos (Nullo, 1988; Marín y Nullo, 1989; Nullo y Marín, 1992), como equivalentes a la Formación Las Placetas (Reutter, 1974), del Carbonífero Superior. Sin embargo, de acuerdo a las observaciones realizadas en la

presente Hoja Geológica, se las refiere a la Formación Río La Sal, teniendo en cuenta sus similitudes litológicas.

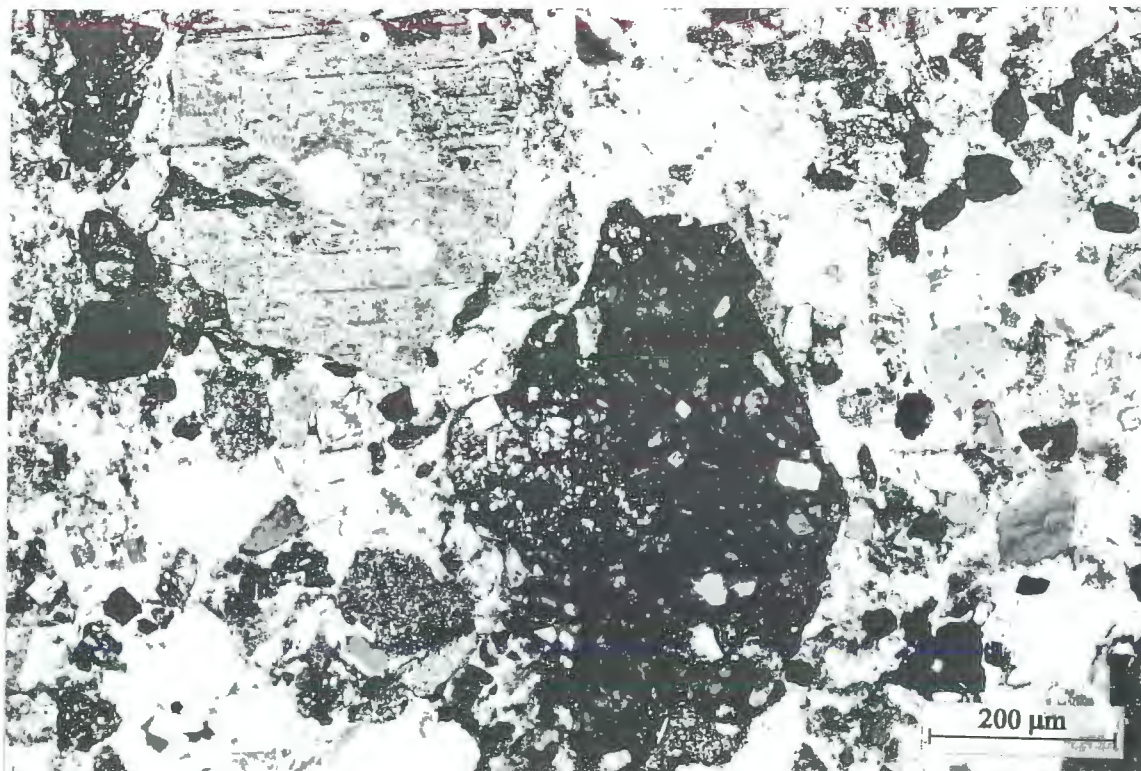


Figura 12. Microfotografía de una arenita lítica volcánica de la Formación Río La Sal (facies I) mostrando textura clástica flotante, probablemente debida a corrosión y reemplazo de cemento carbonático (perfil 1 del anexo).

Estas rocas (ver perfil 2 del anexo), se hallan aquí intruidas por volcanitas neógenas (Formación Tilito) y no afloran ni la base ni el techo de la unidad. Se trata de pelitas gris verdosas, en ocasiones amarillentas, estratificadas en bancos tabulares, macizos o laminados en forma imperfecta. Hacia la parte media de la sucesión, dominan las areniscas y conglomerados, de colores morados, lila hasta rojo pálido. Las pefitas, finas y medianas, presentan clastos con un de diámetro máximo de 2 cm y 0,5 cm de diámetro medio, casi en forma exclusiva de fragmentos de rocas volcánicas ácidas. En lo que respecta a las areniscas, en su mayoría medianas y gruesas, se estratifican en bancos tabulares de base plana o ligeramente erosiva. Se trata de litoarenitas feldespáticas, con moderada selección, donde la fracción clástica está

integrada por líticos volcánicos de composición mesosilícica a ácida (cerca del 65 %), con frecuencia deformados originando una abundante pseudomatriz. Los feldespatos (25 %) siguen en abundancia (plagioclasa como dominante), son angulosos a subangulosos y de carácter subhedral. Acompañan a los líticos y el feldespato, fragmentos de tobas y escaso cuarzo (menos del 5 %). La roca está cementada por crecimiento secundario de cuarzo y feldespato y, en menor proporción, aparece cemento arcilloso y carbonático con parches ferruginosos desconexos. La porosidad es mínima, menor al 2 %.



Figura 13. Vista de la discordancia angular que separa las volcanitas del Grupo Choiyoi (A) de la Formación Río La Sal (B) en la Cordillera de La Ortiga (perfil 3 del anexo).

Una tercera faja de afloramientos aparece en el tramo inferior y medio de la quebrada de La Ortiga, rebasando los límites de la Hoja continúa hacia las juntas de los ríos Tagua y de La Sal. Como puede apreciarse en el mapa, los afloramientos más australes de esa unidad descansan en clara discordancia angular sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi (figura 13). Allí, también puede observarse la relación del techo de la

Formación Río La Sal, la que es cubierta en discordancia angular de bajo a moderado ángulo por conglomerados pertenecientes a la Formación Tobas Valle del Cura.

Esta última relación puede también verse a lo largo de la quebrada de La Ortiga, donde queda expuesto el bisclamiento que sufre de norte a sur, la Formación Río La Sal, y que hace que la base de la Formación Tobas Valle del Cura apoye en forma directa sobre el Grupo Choiyoi, al sur de la cota de 4500 m s.n.m

Los afloramientos de esta área (ver perfil 3 del anexo) consisten de areniscas rojas, pelitas y margas moradas, junto a conglomerados violáceos y, escasos, niveles de tobas arenosas, calizas arenosas y yesos.

Los conglomerados se presentan en bancos muy gruesos, de base fuertemente erosiva y forma lenticular. Son ortoconglomerados, dominados por clastos de riolitas y dacitas, observándose en menor proporción guijas de cuarzo y fragmentos subangulosos y angulosos de origen intraformacional.

Las areniscas (litoarenitas feldespáticas) desde finas a gruesas, aparecen estratificadas en bancos tabulares con muy frecuente laminación entrecruzada y, en ocasiones, en artesa. En algunos casos, las areniscas finas y muy finas, aparecen interestratificadas con pelitas, formando secuencias de hasta 10 m de espesor. Ambos tipos de rocas conforman bancos tabulares, con preferencia medianos y delgados, mostrando las psamitas laminación ondulítica y capas planas asociadas a lineación por partición.

Las tobas arenosas (tobas líticas medianas) muestran moderada selección. El material epiclástico puede conformar hasta un 50 % de estas rocas y está representado por fragmentos de tobas e ignimbritas (líticos de volcanitas ácidas y mesosilícicas), clastos de cuarzo y feldespatos. El material ligante es vítreo-arcilloso, con óxidos de hierro diseminado y como *coatings* alrededor de las partículas. La alteración de estas rocas es importante y de naturaleza arcillosa por reemplazo de las trizas vítreas.

Por último, y con alguna frecuencia, se observan gruesos niveles (hasta 10 m) de bancos pelíticos, con esporádicas intercalaciones de capas de areniscas finas, margas, niveles calcáreos y yesos.

Figura 14. Esquema de correlación de los afloramientos, de la Formación Río La Sal, correspondientes a las secciones de los arroyos Guanaco Zonzo (perfil 2) y de Los Despoblados (perfil 1) y de la Cordillera de La Ortiga (perfil 3).

Ambiente sedimentario

En la figura 14 se muestra una propuesta de correlación regional de los tres grupos de afloramientos de la unidad. En ella pueden ser diferenciadas dos tipos de

facies. La inferior (facies I) se caracteriza por la amplia dominancia de conglomerados y brechas acompañadas por areniscas gruesas. Este conjunto corresponde con toda probabilidad a depósitos de sistemas fluviales entrelazados y facies de abanicos aluviales.

La facies II es muy diferente a la anterior debido a la presencia de sedimentitas de grano fino (pelitas y areniscas finas), niveles de yeso y margas acompañadas por bancos de conglomerados. Este conjunto es interpretado como de origen fluvial, en particular a sistemas fluviales efímeros y cursos meandrosos de moderada sinuosidad. Los niveles de pelitas con bancos de evaporitas (yesos y margas), corresponderían a depósitos de barreales y lacustres efímeros. Por otro lado, la existencia de las mencionadas evaporitas junto a grietas de desecación y ondulitas de adhesión, todas estas incluidas en secuencias de bancos rojos, sugieren un régimen climático semiárido para este intervalo. Es destacable además la existencia de algunos niveles de riolitas que indicarían un volcanismo sincrónico con la deposición de este intervalo estratigráfico.

En lo que respecta a los afloramientos del área de Guanaco Zonzo, presentan sin duda origen fluvial aunque su correlación estratigráfica es por el momento incierta y por su litología y ambiente depositacional guardan mayor semejanza con la facies II aflorante en el quebrada de La Ortiga.

Del arreglo de facies propuesto surge además un fuerte carácter granodecreciente para la sucesión, el que indicaría un disminución en la actividad tectónica y volcánica hacia los niveles superiores de la unidad.

Edad y correlación

Reutter (1974) asignó a estas rocas con reservas al intervalo Oligoceno-Mioceno por correlación con los "estratos calchaquenses", mientras que Nullo y Marín (1992) la suponen de edad miocena.

La unidad no ha proporcionado restos fósiles que permitan determinar su antigüedad, encontrándose los escasos niveles de rocas volcánicas intercaladas muy alteradas lo que no permite la obtención de edades absolutas. De acuerdo a sus relaciones estratigráficas, la unidad es más moderna que el Triásico, ya que cubre en

discordancia a rocas del Grupo Choiyoi y más antigua que el Oligoceno, al ser cubierta por sedimentitas terciarias de esta edad (Formación Tobas Valle del Cura).

De acuerdo a la información discutida se sugiere una antigüedad cretácica tardía a paleocena para la Formación Río La Sal.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. Paleógeno

2.4.1.1. Eoceno

a. Formación Tobas Valle del Cura (Malizia 1997a, para Formación Tobas Multicolores Aparicio, 1975)

Tobas, conglomerados y areniscas líticas (6) con intercalaciones de ignimbritas y volcanitas mesosilícicas (6a)

Componen esta unidad gruesos paquetes de conglomerados, areniscas tobáceas y tobas de colores claros junto a algunas brechas y pelitas, sumamente friables y poco diagenizadas que constituyen el núcleo de la Cordillera de La Brea. Con intercalaciones de traquiandesitas, andesitas y de ignimbritas de composición riolítica y riodacítica.

Antecedentes

La primera mención sobre estas rocas se encuentra en Groeber (1949), quién se refirió a los afloramientos de la vertiente occidental de la Cordillera de La Brea, como estratos pliocenos. Posteriormente, describió aquellas rocas (areniscas, tobas, arcilitas y yesos) que aparecen a lo largo del valle del Cura, las que refirió al Terciario (Groeber, 1951).

Wetten *et al.* (1954), describieron los afloramientos ubicados sobre ambos márgenes del río del Valle del Cura, en el tramo que va desde la quebrada Colgada hasta el Codo del Río. Allí, caracterizaron una serie de estratos que se apoya sobre

volcanitas paleozoicas (= Grupo Choiyoi), como Serie de las Areniscas Conglomerádicas Codo del Río. Hacia el sur, siempre sobre el valle del Cura en el tramo comprendido por las quebradas Baños del Salado y Conconta N.O., y sobre el río Blanco, describieron y mapearon una serie sedimentaria de conglomerados, areniscas tobáceas, tobas, margas, areniscas y areniscas arcillosas, de variados colores (blanco, rosado, pardo, gris, rojo, etc.), a las que identificaron como Serie Multicolor, que se superpone a la anterior unidad; refirieron ambos conjuntos al Paleógeno (Paleoceno-Eoceno). Esta serie muestra intercalaciones de "andesitas hornblendíferas" (ya mencionadas por Groeber, 1951), las que también cubrirían en discordancia a esta serie (véase Pórfidos e Ignimbritas Jagüelito en Malizia, 1997a).

En el mapa de fotointerpretación geológica elaborado por T.E.A. (1968), este conjunto estratigráfico aparece comprendido en las siguientes unidades: Formación Barrancosa, Serie de Las Tobas Multicolores, Serie Volcánica y Formación de Las Tobas, Brechas y Conglomerados; refiriéndolas al Terciario.

En la Formación Barrancosa incluyeron (según Aparicio, 1975) una potente secuencia (1000-2000 m) de areniscas gruesas, rojizas a pardas, que alternan con conglomerados verdosos, que corresponden a dos secuencias de diferente edad y posición estratigráfica (Formaciones Río La Sal y La Ollita; véase Malizia, 1997a). Es por ello que se considera aquí conveniente abandonar la denominación de Formación Barrancosa.

Por su parte, la Formación Tobas Multicolores (Aparicio, 1975, 1984 = Serie de Las Tobas Multicolores de T.E.A., 1968), fue empleada para incluir unos 1000 m de conglomerados, areniscas tobáceas pardas, grises y amarillas, bien expuestas sobre el valle del Cura, con importantes afloramientos en el área delimitada entre el río del Cura y el arroyo Blanco, al norte de la junta Los Champones.

T.E.A. (1968) utilizó de manera informal los términos Formación de Las Tobas, Brechas y Conglomeradas y Serie Volcánica, para incluir entre otras a las volcanitas (en su mayoría riolitas) vinculadas con las Tobas Multicolores, que aparecen sobre la Cordillera de La Brea (tanto en el ámbito de esta Hoja Geológica como en la Hoja Portezuelo de Conconta, véase Malizia, 1997a).

Aparicio (1975), empleó la denominación de Formación Tobas Multicolores, para referirse a una potente serie de conglomerados, areniscas y tobas que conforman buena parte de la Cordillera de La Brea y que se apoya en discordancia sobre la volcanitas del Grupo Choiyoi.

Una división alternativa ha sido planteada por geólogos de la Secretaría de Minería de la Nación. Así, por ejemplo, Pelichotti y Petrelli (1983) y Borelli (1985) utilizaron el término Grupo de Las Tobas (referido al Mioceno), para incluir a las Formaciones (de base a techo) Barrancosa, Tobas Multicolores y La Ollita.

| Wetten <i>et al.</i> , 1954 | Pelichotti y Petrelli, 1983; Borelli, 1985 | Nulló y Marín, 1992 | Este trabajo |
|--|--|---|--------------------------|
| Serie Multicolor con mantos de andesitas y traquiandesitas + Serie de las Areniscas Conglomerádicas del Codo del Río | Gpo. Tobas (<i>partim</i>): sólo la Fm. Tobas Multicolores | Fm. La Ollita (solo el miembro inferior = Fm. Tobas Multicolores) | Fm. Tobas Valle del Cura |

Cuadro 2. Síntesis de la nomenclatura aplicada en trabajos previos para la Formación Tobas Valle del Cura (para explicación véase texto).

Por último, Nulló y Marín (1992) propusieron incluir a las rocas aquí tratadas en la Formación La Ollita, la que asignaron al Mioceno. Además, dentro de La Ollita se reconocieron dos miembros: inferior y superior. El miembro inferior corresponde al intervalo estratigráfico reconocido como Formación Tobas Multicolores de Aparicio (1975) y el superior correspondiente a la Formación La Ollita en el sentido de T.E.A. (1968) y Aparicio (1975).

Observaciones realizadas en el ámbito de esta Hoja Geológica, han permitido establecer una relación de discordancia erosiva entre los estratos pertenecientes a la Formación Tobas Multicolores (T.E.A., 1968; Aparicio, 1975) y la suprayacente Formación La Ollita. Es por ello que aquí se prefiere conservar el criterio sustentado por Aparicio (1975, 1984) de reconocer a la Formación Tobas Multicolores como una unidad independiente. Y a los efectos de adecuar la denominación al Código Argentino de Estratigrafía (1992, art. 22.2), se propone el nombre Formación Tobas Valle del Cura.

Distribución y litología

Esta unidad se encuentra extensamente distribuida dentro del ámbito de la Hoja, aflorando tanto en la vertiente occidental como oriental de la Cordillera de La Brea, sobre ambos márgenes del arroyo del Zancarrón (próximo a su desembocadura en el río Blanco) y sobre la parte sur de la Cordillera del Zancarrón, como culminación de una faja de afloramientos de rumbo meridional iniciada al norte de los arroyo Los Bañitos (véase Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, Malizia, 1997a).

Sin duda, sus mejores exposiciones se encuentran a lo largo de la Cordillera de La Brea, en particular los afloramientos ubicados al oeste de los baños del Gollete, que permiten establecer las relaciones estratigráficas principales de la unidad. Allí, la espesa secuencia sedimentaria (500 m) se apoya en relación de no concordancia sobre las volcanitas del Grupo Choiyoi y es cubierta, en discordancia angular, por los conglomerados y areniscas de la Formación Los Bañitos, como puede apreciarse sobre ambos márgenes del arroyo del Gollete.

La litología de esta secuencia incluye, en su base, ortoconglomerados polimícticos gris verdoso, que alternan con areniscas líticas desde verdosas, moradas hasta blanquecinas; que en conjunto alcanza unos 180 m de espesor. Las psefitas, en general medianas y gruesas, aparecen dominadas por clastos de rocas volcánicas (en su mayoría andesitas, traquitas y riocacitas), los que se presentan desde bien redondeadas a subredondeadas y muestran, en forma dominante, formas proladas. La matriz es arenosa-piroclástica y, por lo general, conforma entre un 10 y 30 % de la roca. La mayor parte de los conglomerados se estratifican en bancos lenticulares de hasta 2 m de espesor, sin embargo también se ha observado la presencia de algunos cuerpos lentiformes de gran potencia (hasta 10 m), compuestos por secuencias de canales multiepisódicos y bancos psefíticos amalgamados. En su interior, las capas son en su mayoría macizas, en forma local exhiben estratificación entrecruzada tabular planar, en *sets* de hasta 1,2 m de espesor máximo; en otros casos aparecen bancos con estratificación horizontal o capas gradadas.

Las areniscas, menos frecuentes, se presentan conformando bancos lenticulares de bases erosivas o, en forma local, en contacto transicional hacia el tope de los bancos

de conglomerados antes descriptos. En su mayoría, las psamitas muestran estratificación entrecruzada, tanto en artesa como tabular y, en algunas ocasiones, horizontal.

Asociadas a esta sedimentitas aparecen, en proporción muy minoritaria, bancos de pelitas gris verdosas y a veces moradas, asociadas a areniscas finas y muy finas con laminación ondulítica u horizontal. Las rocas de grano fino, conforman niveles lentiformes de unos 0,9 m de potencia y de hasta 200 m de continuidad lateral, a menudo, erosionadas en sectores por los conglomerados supraestantes.

Continúan al conjunto descrito, unos 90 m de areniscas tobáceas y tobas arenosas blanquecinas, las que conforman gruesos paquetes, en su mayoría tabulares, a menudos macizos y, en ocasiones, con estratificación entrecruzada u horizontal.

Los 190 m restantes están compuestos por una abigarrada secuencia de tobas multicolores, características de esta unidad. Se trata de verdaderas tobas primarias, tobas arenosas, areniscas tobáceas y chonitas, con esporádicas intercalaciones de conglomerados finos y medianos, tanto matriz como clasto-sostenidos y algunas brechas clasto-sostenidos, dominadas por clastos de volcanitas. En forma saltuaria aparecen niveles de conglomerados intraformacionales, compuestos por clastos angulosos y subangulosos de tufitas inmersos en una matriz arenosa-piroclástica.

A lo largo del camino que conduce desde el portezuelo de Los Despoblados hasta el emprendimiento minero de Somona (en las juntas de los río Taguas y de La Sal, al norte la presente Hoja), aparece una importante faja de sedimentitas correspondiente a la Formación Tobas Valle del Cura. Estas rocas afloran en forma continua a lo largo de la margen derecha de la quebrada de La Ortiga, primero apoyada sobre volcanitas del Grupo Choiyoi y luego, en discordancia de bajo ángulo, sobre los bancos rojos de la Formación Río La Sal.

Estos afloramientos muestran los niveles estratigráficos más bajos de la unidad, los que son bien visibles en el tramo medio de la quebrada de La Ortiga. En este lugar, la sección basal (unos 160 m), es de grano grueso y se encuentra formada, en su mayor parte, por brechas gris verdosas, a veces verde clara; en forma preferencial son matriz-sostenidas e incluyen clastos de hasta 0,9 m de diámetro máximo, resultando los bancos macizos. Estas brechas, que conforman un persistente nivel próximo a la base de la

Formación, son sucedidas por conglomerados clasto-sostenidos, ortoconglomerados y areniscas líticas. Tanto los conglomerados como las brechas presentan una grosera estratificación que, por lo general, muestran un aspecto caótico y conforman bancos gruesos de hasta 3 m de potencia. Los clastos son cerca de un 60 % de rocas volcánicas ácidas y mesosilícicas con moderada alteración (volcanismo terciario?), 20 % de volcanitas ácidas-mesosilícicas muy alteradas (Grupo Choyoi?) y 20 % de areniscas gris verdosas.

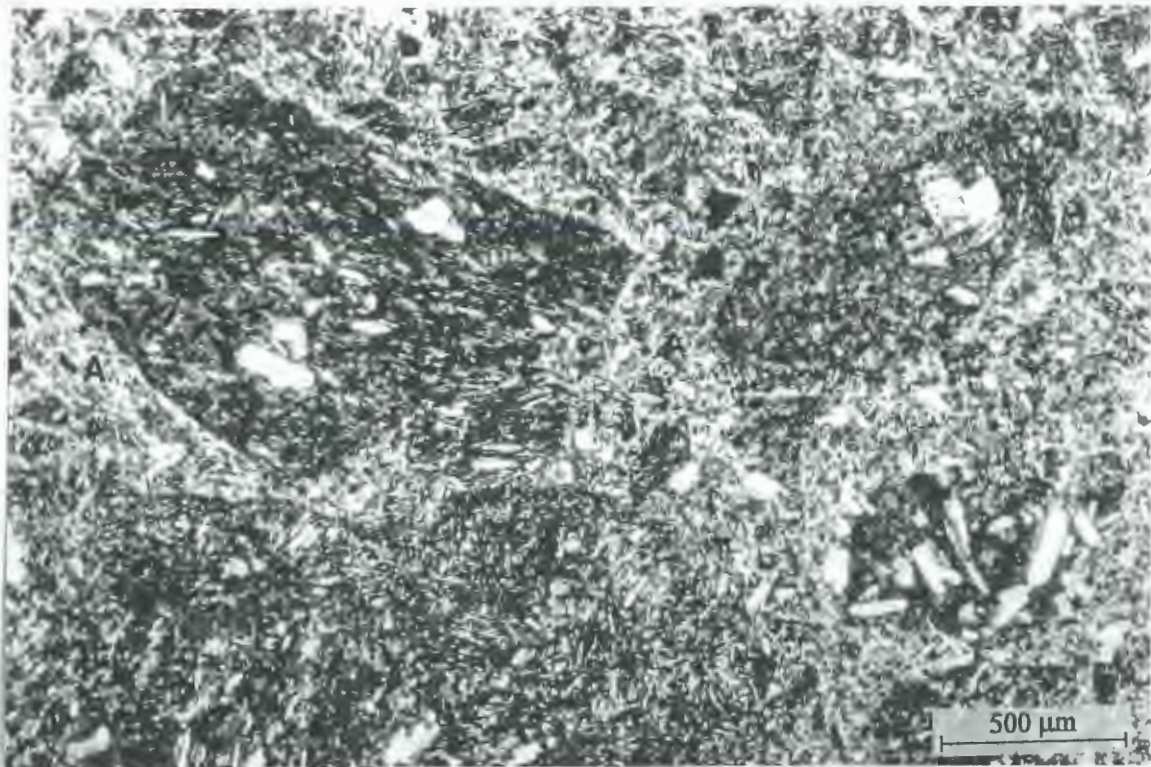


Figura 15. Aspecto de las areniscas líticas intercaladas en la sección inferior de la Formación Tobas Valle del Cura (quebrada de La Ortiga). Obsérvese el amplio dominio de clastos de volcanitas mesosilícicas (principalmente andesitas), la forma subangulosa de los clastos y el desarrollo de pseudomatriz (A).

En lo que respecta a las areniscas intercaladas en esta sección se tratan de litoareniscas volcánicas, conformadas casi exclusivamente por clastos de volcanitas, a las

que acompañan algunos fragmentos de plagioclasa y muy escaso cuarzo. Los líticos están en su mayor parte representados por clastos de volcanitas mesosilícicas (andesitas y traquitas), seguidos por fragmentos de composición ácida (riolitas hasta dacitas), tobas, ignimbritas y, más raramente, basaltos (figura 15).

La mayor parte de los individuos muestran formas subangulosas y es muy frecuente la deformación extrema de fragmentos dúctiles que conducen a la formación de pseudomatriz. El cemento es, en su mayor parte, silíceo y arcilloso, aunque en algunas muestras se han observado también cemento carbonático.

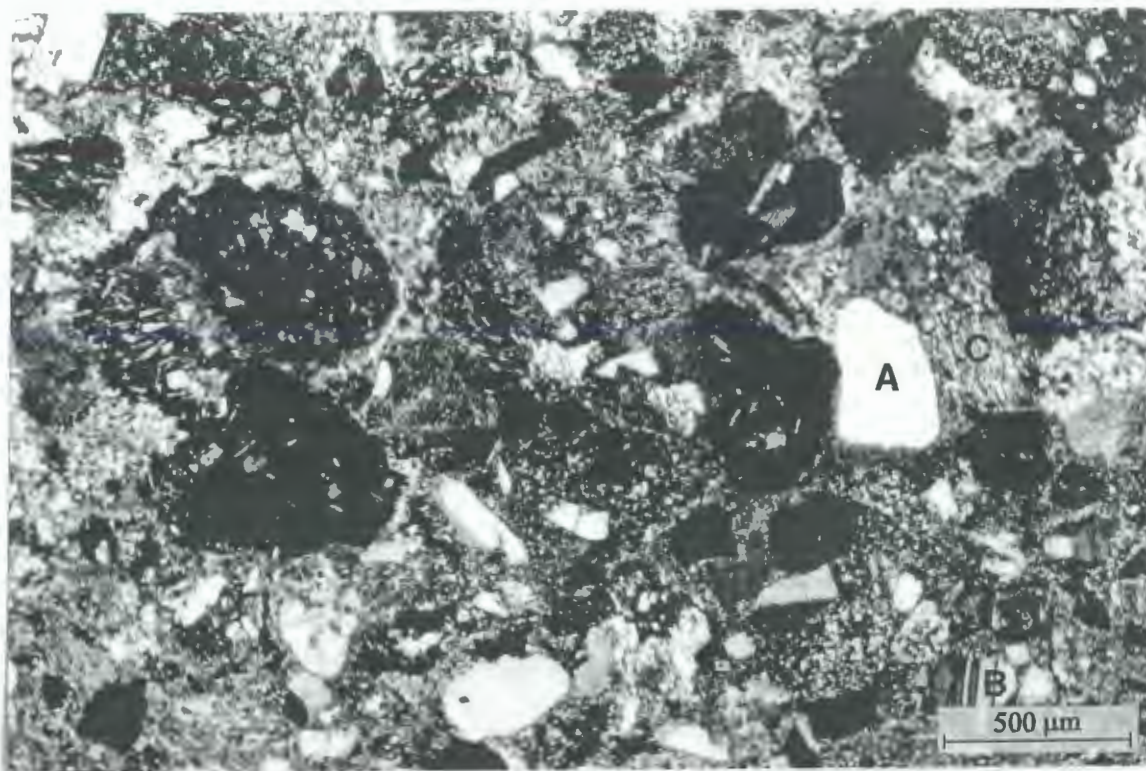


Figura 16. Aspecto de una arenita lítica correspondiente a la sección media de la Formación Tobas Valle del Cura (área de la Cordillera de La Brea sobre la margen izquierda del arroyo del Gollete). Obsérvese el predominio de fragmentos líticos, tanto de composición ácida como básica, la presencia de cuarzo (*a*), plagioclasa (*b*) y restos de líticos de metamorfitas de bajo grado (*c*).

El conjunto descrito es sucedido por conglomerados mejor estratificados y areniscas, que fueron descritas en los afloramientos ubicados sobre la margen izquierda del arroyo del Gollete. En particular las areniscas correspondientes a este nivel estratigráfico, exhiben una mayor variedad litológica de clastos y mejor

redondeamiento (figura 16) cuando se las compara con los de la sección inferior, antes descripta. En este sentido es mayor la proporción de cuarzo y plagioclasa, y son más frecuentes los clastos de composición basáltica.

De esta forma, y en un sentido regional, podemos reconocer dentro de la sucesión de la Formación Tobas Valle del Cura que aflora en esta área, cuatro secciones (de base a techo): 1- inferior, de brechas y conglomerados (aflorante en la quebrada de La Ortiga), 2- de conglomerados y arenitas líticas, 3- de tobas multicolores y 4- superior, de tobas y areniscas con intercalaciones de coladas de volcanitas (para una mejor descripción de esta sección, véase Hoja Geológica Portezuelo de Conconta; Malizia, 1997a).



Figura 17. Vista de contacto por falla entre las Formaciones Tobas Valle del Cura (A) y La Ollita (B). Vertiente oriental de la Cordillera de La Brea.

Otros afloramientos de la unidad han sido observado en el tramo inferior del río del Valle del Cura, al sudeste del cerro Ortiguita y al norte de la quebrada de La Puna. En este sector, las rocas que afloran corresponden a las secciones de conglomerados-arenitas líticas y de tobas multicolores, encontrándose los niveles superiores cercenados

por la discordancia angular que las separa de la Formación La Ollita. Estas exposiciones se encuentran muy deformadas por el importante lineamiento que monta la Formación Cerro Agua Negra sobre las tobas.

Hacia el sur, entre la desembocadura del arroyo Barrancoso en el río del Valle del Cura y el tramo medio de la quebrada de La Ollita, se encuentra una estrecha faja de afloramientos de la unidad, limitada por dos importantes elementos estructurales. El de mayor desarrollo, al este, coloca en contacto a la Formación Tobas Valle del Cura con el Grupo Choiyoi; mientras que la falla del oeste, con intervalos estratigráficos más bajos de la misma unidad y, luego, con la Formación La Ollita (figura 17).

La composición litológica de estos afloramientos no difiere de los antes descrito y se encuentra dominada por bancos de conglomerados gruesos, arenitas líticas y tobas abigarradas.

Intercalaciones volcánicas (6a)

Dos tipos de intercalaciones de volcanitas han sido observadas en esta unidad. El primero, de naturaleza mesosilícica, conforma delgados niveles (no más de 1 m de espesor) a lo largo de la Cordillera de La Brea y corresponden a traquiandesitas y andesitas de color gris y textura porfírica. El estudio microscópico de estas rocas ha demostrado que se hallan formados en su mayoría por plagioclasa (oligoclasa-andesina), ortopiroxeno (hipersteno), clinopiroxeno (augita), anfíbol (lamprobolita) y menores proporciones de minerales opacos, olivina (reemplazada en forma parcial por iddingsita) y cristales de apatita.

El segundo tipo corresponde a rocas ácidas, en su mayoría, ignimbritas de composición riolítica y riodacítica. Discontinuos, y en parte cubiertos, afloramientos de estas rocas aparecen en la parte alta de la Cordillera de La Brea, aunque las exposiciones mejores y más accesibles se encuentran en el tramo inferior del arroyo Zancarrón, antes de ser cubiertas por sedimentos glaciares pleistocenos. Se trata de flujos piroclásticos de composición fenodacítica y tobas soldadas fenodacíticas, de color rasado hasta rojizo pálido y en ocasiones morados, que conforman niveles muy

tabulares de hasta 1,5 m de potencia. Estas rocas presentan estructura pumícea en la que se reconocen *fiammes* de formas lensoides y textura porfírica.

Observadas al microscopio (figura 18), la mayor parte de los flujos piroclásticos está formada por fenocristales de plagioclasa, granos de minerales opacos y escasos cristales de cuarzo, orientados paralela o en forma subparalela a la dirección del flujo. La pasta es de grano fino en su mayor parte vítrea. La plagioclasa es subhedral con zonalidad, su composición promedio es oligoclasa-andesina, aunque en forma esporádica aparecen cristales homogéneos de composición oligoclasa ácida. Los fenocristales de plagioclasa tienen hábito tabular, encontrándose con frecuencia engolfados y cribados con importante reemplazos por material vítreo de la pasta. En ocasiones se presenta un buen número de individuos rotos, pero que no llegan a constituir una textura porfiroclástica.

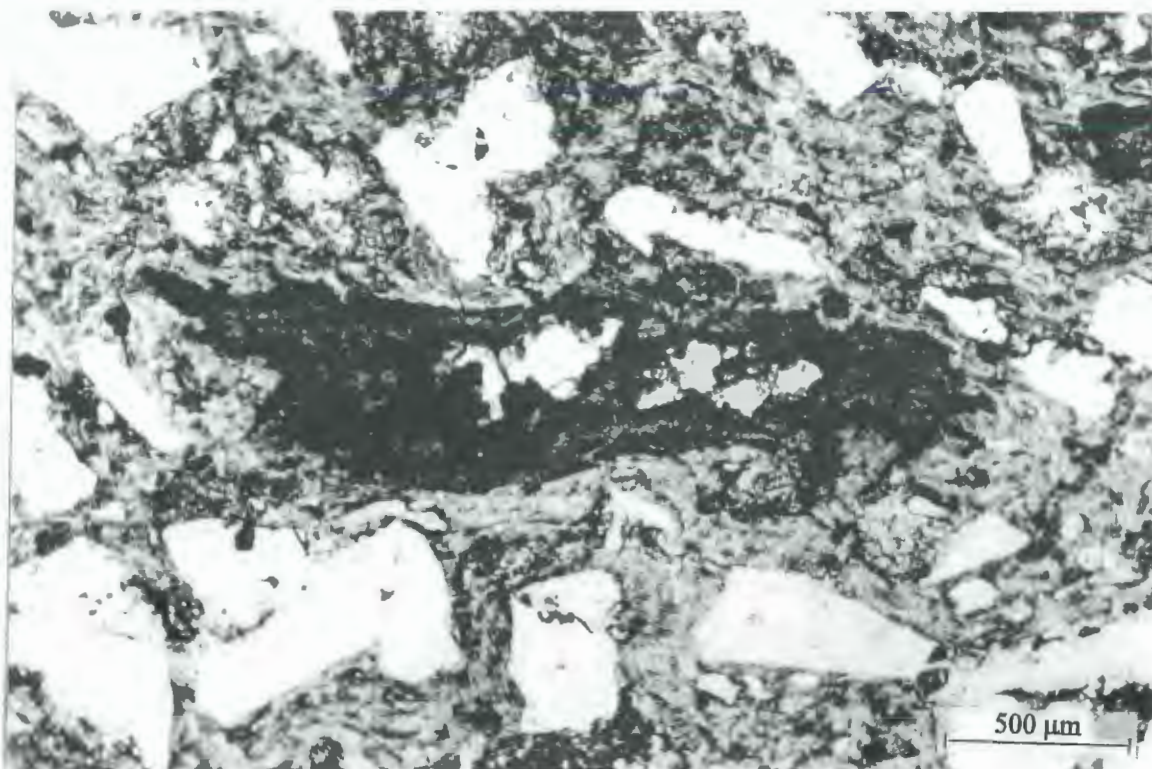


Figura 18. Microfotografía mostrando el aspecto de una ignimbrita de composición dacítica de la Formación Tobas Valle del Cura, mostrando *fiammes* y textura porfírica.

Los granos de minerales opacos son en general anhedrales y parecen representar el residuo oxidado de un mineral máfico anterior. El cuarzo es escaso y aparece en fenocristales de pequeño tamaño con bordes redondeados y engolfamientos. En algunas muestras aparece además apatita como mineral accesorio, conformando prismas coloreados.

La pasta está formada por lenticillas de distinto color y tamaño de grano, correspondiente a lentes de flujos de disposición subparalela. El pasaje de una a otra banda es neto, hay lentes vítreas de colores rojizos, mientras que otras están en parte desvitrificadas con tamaño de grano muy fino y parcialmente argilitizadas. Con menos frecuencia se presentan lentes más ricos en fenocristales que han desarrollado, por desvitrificación, texturas microgranosas a granofíricas con cuarzo y feldespatos alcalinos, acompañados en menor proporción por arcillas recristalizadas. Es frecuente, también reconocer en la pasta abundantes siluetas de trizas, con característica textura axiolíticas, fragmentos líticos subredondeados y fragmentos de pumicitas deformados.

Ambiente sedimentario

Una completa caracterización del ambiente depositacional de la Formación Tobas Valle del Cura puede ser sólo alcanzada si se integra la información aquí obtenida con la de la Hoja Portezuelo de Conconta (Malizia, 1997a). Esto se debe a que los términos basales de la unidad afloran sólo en el ámbito de esta Hoja Geológica, mientras que los niveles superiores lo hacen exclusivamente en el área de Sepulturas (Hoja Portezuelo de Conconta).

En este contexto podemos señalar que la sedimentación de la unidad se habría iniciado con depósitos de abanicos aluviales, representados en las brechas y conglomerados dispuestos por encima de la Formación Río La Sal, en la quebrada de La Ortiga (sección I, cuadro 3). En particular, las brechas clasto-sostenidas y los conglomerados gruesos descritos, que incluyen clastos de hasta 0,9 m de diámetro, corresponden con toda seguridad a facies proximales de abanicos aluviales, donde existió un importante desarrollo de depósitos de flujos gravitatorios que condujo a la formación de las brechas matriz-sostenidas.

Hacia arriba, la aparición de sistemas fluviales entrelazados proximales a medios, está representado en los conglomerados mejor estratificados y areniscas aflorantes sobre la ladera izquierda del arroyo del Gollete (sección II, cuadro 3). Allí, también participan algunos niveles de tobas (en general arenosas), que indican la esporádica existencia de lluvias de cenizas con posterior retransporte fluvial del material.

| Sección | Litología | Distribución | Interpretación |
|---------|--|--|--|
| IV | Tobas, areniscas tobáceas y gruesos paquetes de cenoglomerados | -Área de Sepulturas (Hoja Portezuelo de Conconta, Malizia, 1997a) | Sistemas fluviales de baja sinuosidad, depósitos de caída, localmente flujos ignimbríticos y laharitas |
| III | Tobas, areniscas tobáceas, y escasos conglomerados (tobas abigarradas) | -Cordillera de La Brea, al este de los baños del Gollete -Quebrada de La Ortiga | Sistemas fluviales ahogados por lluvia de cenizas, depósitos de caída. Localmente probables flujos ignimbríticos |
| II | Conglomerados y areniscas con intercalaciones tobáceas | -Cordillera de La Brea, al este del arroyo del Gollete -Sudeste del cerro Ortiguita -Quebrada de La Ortiga | Sistema fluvial entrelazado, media a distal |
| I | Conglomerados gruesos, brechas y areniscas gruesas | -Tramo medio de la quebrada de La Ortiga | Abanicos aluviales y sistemas fluviales entrelazados proximales. |

Cuadro 3. Principales secciones identificadas en la Formación Tobas Valle del Cura, que muestran la evolución de los paleoambientes sedimentarios. En la columna Distribución, se citan sólo los principales afloramientos de cada sección.

Una significativa variación en los ambientes sedimentarios es marcada por el importante volumen de lluvias de cenizas, representado en la sección de tobas abigarradas (sección III, cuadro 3). Este material quedó, en parte, conformando depósitos primarios que originaron verdaderas tobas y algunas chonitas, pero la mayor parte del material volcánico fue incorporado al sistema fluvial, produciendo el ahogamiento de los sistemas. Lo que condujo a un mejor desarrollo de facies de planicie de inundación.

Las condiciones de volcanismo explosivo continuaron hasta la finalización de la sedimentación de la unidad (sección IV, cuadro 3). Esto es marcado, no solo por el importante desarrollo de tobas y areniscas tobáceas, sino también por la existencia de

algunas tobas soldadas (flujos ignimbríticos?), junto a escasos niveles de parabrechas volcánicas matriz-sostenidas, interpretadas como depósitos de flujos de barros volcánicos (véase Malizia, 1997a).

En síntesis, la sedimentación de la Formación Tobas Valle del Cura, ha sido exclusivamente continental, con una fuerte influencia del volcanismo sincrónico, en especial en los tramos medio y superior de la unidad.

Edad y correlación

Hasta el presente se carecía de datos precisos que permitieran establecer la edad de esta unidad. Así, por ejemplo T.E.A. (1968) y Aparicio (1975, 1984) la ubicaron en el Terciario *s.l.*, mientras que Pelichotti y Petrelli (1983), Borelli (1985) y Nullo y Marín (1992), en el Mioceno.

Nuestras observaciones llevan a cuestionar esta última antigüedad. En primer lugar, la relación de discordancia erosiva observada, entre esta unidad y la suprayacente Formación La Ollita (de edad miocena temprana a media), sugieren en forma clara una mayor antigüedad para estas rocas. Por otro lado, las dataciones radiométricas obtenidas en las andesitas de la parte media de la Formación, permiten referirla al Eoceno (45 ± 2 , 44 ± 2 , 36 ± 1 y 34 ± 1 Ma, con método K/Ar; véase cuadro 8 y Malizia, 1997a).

2.4.2. Paleógeno-Neógeno

2.4.2.1. Oligoceno-Mioceno

a. Grupo Doña Ana (Thiele, 1964; *nom. transl.* Martin *et al.*, en prensa)

Ignimbritas, riolitas, dacitas, andesitas, algunas rocas basálticas y tobas

Antecedentes

Las volcanitas al oeste de la Cordillera de La Brea hasta el límite internacional con Chile, que afloran entre el paso Valeriano (al norte) hasta el paso de La Deidad (al

sur), fueron denominadas por Groeber (1949) como Andesitas terciarias, y las refiere al Mioceno Superior. Estas rocas no sólo incluyen aquellas referidas al grupo Doña Ana sino que también a la Formación Cerro Las Tórtolas. En este mismo trabajo, Groeber (1949) agrupa los afloramientos que aparecen sobre el límite y continúan hacia Chile, bajo el epíteto de "Porfiritas cretácicas".

Posteriormente, Groeber (1951) mapeó la extensión del volcanismo terciario en el área comprendida entre el cerro de Las Tórtolas y el paso del Zancarrón; reconociendo la existencia de al menos dos unidades volcánicas terciarias en la región. La más antigua corresponde a andesitas, dacitas y riolitas que afloran en el área de la quebrada de Las Vacas Heladas y, la más moderna, integrada por andesitas y mantos de tobas, aparece expuesta al norte del paso de La Deidad.

En la Cordillera de Elqui, Thiele (1964) identificó con el nombre de Doña Ana a parte de la secuencia volcánica terciaria allí aflorante.

En el sector argentino, T.E.A. (1968) mapeó en forma conjunta a la mayor parte del volcanismo terciario dentro de la Serie Volcánica terciaria, definiendo además la Formación de Tobas, Brechas y Conglomerados, aunque restringiéndola al Terciario más tardío.

Probablemente la sección volcánica señalada por Reutter (1974) en la Formación Río La Sal, incluya a parte del Grupo Doña Ana, tal cual ha sido señalado por Marín y Nullo (1989) y Nullo y Marín (1992).

Un marcado progreso en el conocimiento de las volcanitas del Grupo Doña Ana se produjo con el trabajo de Makshev *et al.* (1984). En él se brindaron precisiones acerca de la estratigrafía, aspectos geoquímicos y relación con la mineralización de la unidad. Por otro lado, se identificaron dentro de la unidad dos Miembros (ahora Formaciones), llamados Tilito y Escabroso. El primero, constituido por tobas, ignimbritas, riolitas y dacitas, y el segundo, menos ácido, compuesto por andesitas y basaltos.

Posteriores trabajos de Mpodozis y Cornejo (1988) y Nasi *et al.* (1990), brindaron mayores precisiones acerca de la edad y distribución regional de las rocas en cuestión.

En el trabajo de Nullo y Marín (1992), se estableció la extensión del Grupo Doña Ana, en el sector comprendido entre desde el portezuelo de Los Despoblados (por el sur) y el arroyo Pircas Blancas (por el norte) (véase también Marín y Nullo, 1989).

En un estudio inédito Martin y Clavero (1995a-b), han mostrado en el sector chileno (próximo al límite internacional) la conveniencia de elevar a la categoría de Grupo a la anteriormente denominada Formación Doña Ana, identificando a Tilito y Escabroso como Formaciones. En dicho trabajo se presentan además varias nuevas dataciones que permiten ajustar la edad del volcanismo en cuestión.

Martin *et al.* (en prensa) proponen de manera formal al Grupo Doña Ana como integrado por las Formaciones Tilito (Oligoceno tardío-Mioceno Temprano) y Escabroso (Mioceno Temprano), brindando nuevas dataciones.

El potencial minero del Grupo Doña Ana, principalmente en la Formación Tilito, ha sido estudiado por la Secretaría de Minería de la Nación. A partir de estos estudios fueron identificados y analizados, en el ámbito de esta Hoja Geológica, los siguientes Proyectos Mineros (áreas de alteración hidrotermal; véase ítem *Geología Económica*): Zancarrón (Pelichotti *et al.*, 1983; Angelelli, 1984; Simon y Cardinali, 1985; Cardó, 1987; Ramos y Sacomani, 1987; Serrano y Sato, 1987; Martínez *et al.*, 1993; Secretaría de Minería, 1993; Jones, 1995; Ramos, 1995a-b; Jones *et al.*, 1996), Los Bañitos (Cardó, 1987; Serrano y Sato, 1987; Jones, 1995), Veladero Sur (Rojo y Petrelli, 1981a,b,c; Pelichotti y Petrelli, 1983; Godeas, 1984; Donnari, 1984a-b; Cardó y Martos, 1987a-b, 1988a-b, 1989; Petrelli, 1987; Ramos, 1987, 1995a-b; Ramos y Sacomani, 1987; Rojo, 1987a-b, 1988; Serrano y Sato, 1987; Nullo, 1988; Godeas y Pezzutti, 1991; Jones, 1993; Martínez *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1996) y Veladero Norte-Guanaco Zonzo (Pelichotti y Petrelli, 1983; Cardó y Martos, 1987b; Serrano y Sato, 1987; Nullo, 1988; Jones, 1995; Jones *et al.*, 1996).

a.1. Formación Tilito (Maksaev *et al.*, 1984; *nom. transl.* Martin *et al.*, en prensa)

Riolitas, riodacitas, flujos ignimbríticos, andesitas y pórfidos andesíticos y dacíticos (7a), en ocasiones fuertemente alteradas (7b)

Esta unidad se encuentra compuesta por rocas volcánicas ácidas (riolitas, riodacitas y dacitas), junto a tobas e ignimbritas. En forma muy esporádica aparecen intercalaciones de andesitas y brechas.



Figura 19. Vista del Grupo Doña Ana en los afloramientos del establecimiento minero Chezanco (Zancarrón Argentino).

Distribución y litología

La Formación Tilito muestra amplios afloramientos en el sector occidental de la presente Hoja Geológica, extendiéndose desde las nacientes del arroyo de Los Baños formando una estrecha faja hacia el norte a través del establecimiento minero Chezanco (ex-Zancarrón Argentino) hasta el paso de Zancarrón (figura 19). Desde allí, esta faja de afloramientos comienza a ensancharse alcanzando importante desarrollo en la zona de Veladero Sur. Desde las juntas del río de Las Taguas y el arroyo Veladero hacia el norte, la Formación Tilito aflora sobre ambas márgenes del arroyo Guanaco Zonzo

hasta el límite con Chile y a lo largo de la margen izquierda del río de Las Taguas. Otros afloramientos, en parte cubiertos por la Formación Tambo, aparecen entre el arroyo Turbio y el río Potrerillo.

Con el propósito de obtener un perfil representativo de la unidad, se describen las exposiciones ubicados al norte de Chezanco. Allí, la secuencia volcánica muestra una inclinación de 20° hacia el oeste, y se encuentra conformada en su mayor parte por riolitas, ignimbritas, riodacitas y, escasas, andesitas.

Las ignimbritas son, en su mayor parte, de composición riodacítica y en menor proporción riolítica. De color morado y estructura fluidal, están formadas por fragmentos pumíceos, fenocristales y líticos distribuidos en una matriz de grano fino. Los fenocristales en orden de abundancia son de: plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato alcalino (figura 20).

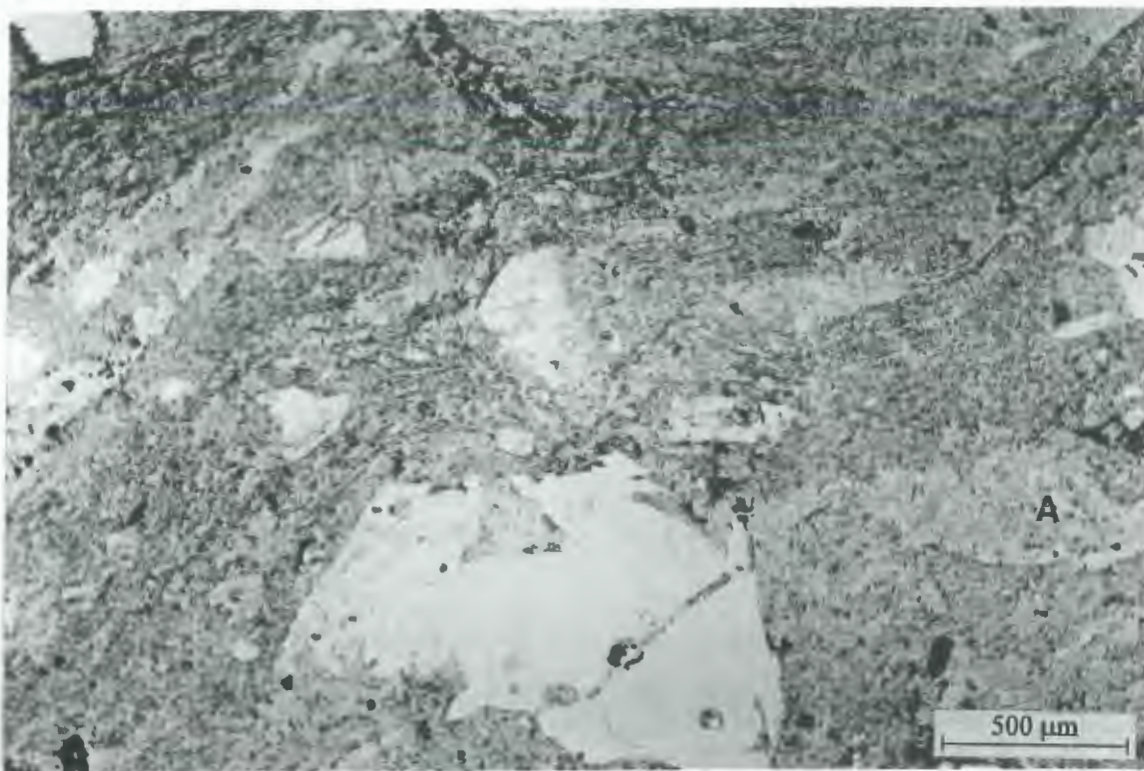


Figura 20. Microfotografía mostrando el aspecto de una ignimbrita de composición riolítica de la Formación Tilito, proveniente del norte de Chezanco. Obsérvese los fenocristales de feldespato potásico (A) inmerso en una pasta parcialmente desvitrificada en las que se observan *fiammes*.

Los individuos de plagioclasa (de hasta 4 mm de composición oligoclasa), aparecen con forma subhedral a anhedral y, con frecuencia, muestran evidencia de corrosión por la pasta, así los cristales están "erosionados" con bordes redondeados. Es común observar en su interior diminutas fracturas rellenas, en partes, por carbonatos.

El cuarzo aparece en cristales con marcados efectos de corrosión por la pasta, por lo que tiene bordes redondeados y engolfamientos tan desarrollados, que en ocasiones lo dividen en fragmentos. El feldespato alcalino, de aspecto límpido, por sus características ópticas corresponde a sanidina.

El máfico principal, que compone las ignimbritas en el perfil analizado, es la biotita, la que se presenta en lámina de unos 2 mm de largo, alteradas en partes con la formación de opacos en la línea de clivaje o como rebordes. Otra alteración frecuente es el carbonato que en ocasiones reemplaza en forma total a las láminas de biotita. Como minerales accesorios aparecen prismas euhedrales de apatita coloreada y zircón.

Es frecuente, en estas ignimbritas, la aparición de abundantes fragmentos líticos de hasta 20 mm de diámetro, subangulosos a subredondeados, los que en ocasiones se concentran en determinados niveles y, en otros casos, aparecen distribuidos en forma irregular.

Estos fragmentos corresponden en su mayor parte a volcanitas, con texturas porfíricas y composición por lo general ácida, con una ligera argilitización. Son también abundantes las pumicitas, constituidas por trizas deformadas que se encuentran desvitrificadas, con desarrollo de texturas esferulítica y axiolítica. Estos individuos, debido a su tamaño (hasta 18 mm), pueden ser observados a ojo desnudo, adquiriendo formas lensoides (por aplastamiento) y son los responsables del aspecto fluidal de las ignimbritas.

La mesostasis de la mayor parte de las ignimbritas está integrada por una acumulación de trizas, en partes desvitrificadas y deformadas. Son comunes en la pasta las texturas axiolíticas y esferulítica, estas últimas, en algunos sectores son transicionales a texturas granofíricas, en forma local la mesostasis muestra una leve argilitización y sericitización, apareciendo también parches irregulares de carbonatos.

Las riolitas y riodacitas presentan colores morados hasta rojizo, se encuentran moderadamente alteradas (argilitizadas) y presentan textura porfírica, con porcentajes de fenocristales variables (10-35 %).

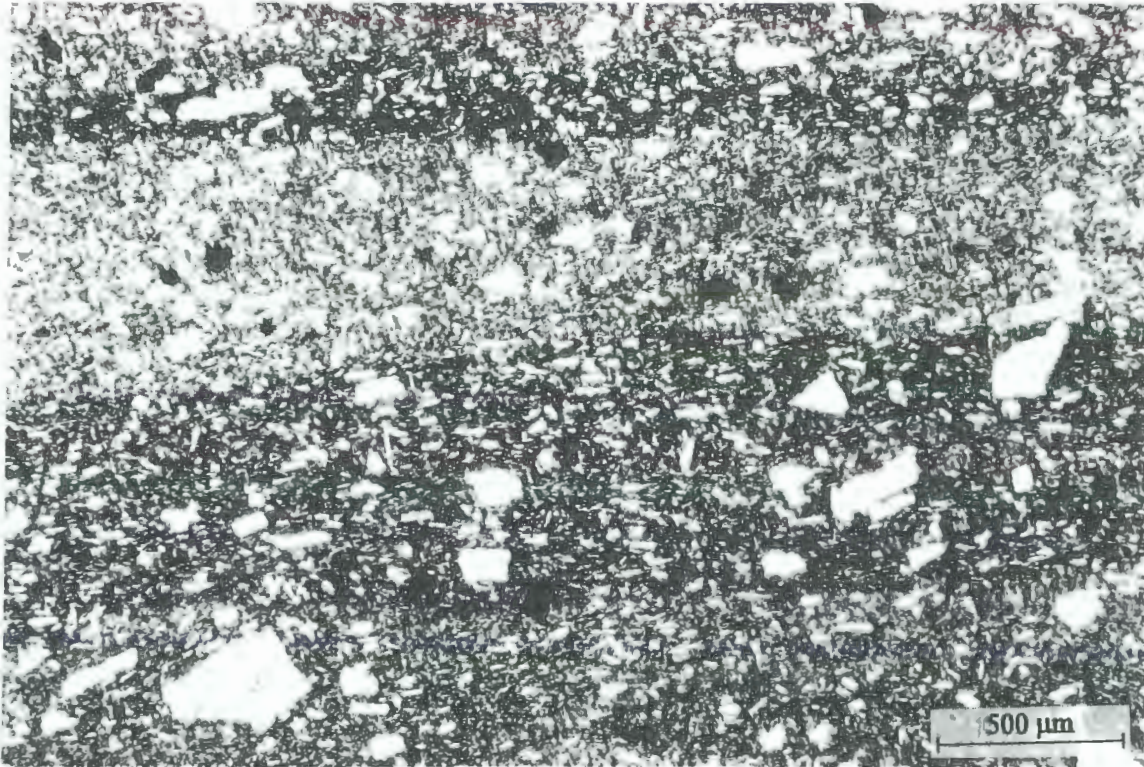


Figura 21. Microfotografía exhibiendo el aspecto de una andesita con estructura finamente bandeada (causada por la concentración diferencial de opacos) de la Formación Tilito.

Aunque mucho menos frecuentes, aparecen asociadas a las ignimbritas rocas de color gris oscuro, con estructura finamente bandeada y textura porfírica (figura 21). El examen microscópico de estas rocas ha demostrado que se trata de andesitas, donde el bandeamiento es debido a la concentración de opacos y la venulación fina de posición paralela al bandeado que produce láminas de pigmentación rojiza. El fenocristal principal, la plagioclasa de composición andesina, aparece en individuos de hábito tabular de hasta 1,5 mm de largo. Es frecuente, entre los individuos de mayor tamaño, el desarrollo de cristales cribados con relleno de material de la pasta. Los cristales de plagioclasa de tamaño menor se presentan por lo general límpidos y con bordes rectos no mostrando evidencia de corrosión.



Figura 22. Vista de las áreas de alteración desarrollada sobre la Formación Tilito en Veladero Sur. Fotografía tomada desde la huella que conduce desde Chezanco a las juntas del río de Las Taguas y el arroyo del Gollete.

El ortopiroxeno (hipersteno levemente pleocroico) es muy frecuente en esta andesitas, presentándose en prismas de hasta 1,5 mm de diámetro. Asociado en forma estrecha a este mineral aparece, en proporción muy subordinada, clinopiroxeno.

Los minerales opacos muestran distintos hábitos, desde formas cuadradas a granos anhedrales, en ocasiones aparecen oxidados impregnando a la pasta con un color rojizo.

La pasta de las andesitas muestra textura intersertal a hialopilitica, está formado por microlitas esqueléticas de plagioclasa, escasos granos de minerales opacos e intersticialmente vidrio, éste último desvitrificado en algunos sectores.

En la zona de Veladero Sur, más precisamente a lo largo de la huella que une el establecimiento minero de Chezanco con el Proyecto Veladero Sur (figura 22), presentan muy importantes áreas de alteración, en las que se observan abundantes volcanitas ácidas, ignimbritas y pórfidos andesíticos y dacíticos, sumamente alterados. Las rocas son de color claro y muy friables.



Figura 23. Vista de la Formación Tambo (A) en posición subhorizontal, cubriendo a las volcanitas de la Formación Tilito (B), en el área de Guanaco Zonzo.

Esta área de alteración se prolonga hacia el norte, con similares características litológicas, hasta la zona de Veladero Norte. En este sector, más precisamente en Guanaco Zonzo, puede apreciarse como las rocas de la Formación Tilito son cubiertas por las ignimbritas y volcanitas ácidas de la Formación Tambo (figura 23).

Edad y correlación

En el área de estudio las rocas de la Formación Tilito son cubiertas por las volcanitas de la Formación Cerro Las Tórtolas y por las Andesitas Mio-Pliocenas. Estas relaciones, aseguran una edad pre-miocena para la unidad.

Varias dataciones radimétricas para estas rocas han sido obtenidas en territorio chileno, así por ejemplo Makshev *et al.* (1984), sobre la base de cinco dataciones radimétricas por el método de K\Ar, refirieron a la Formación Tilito al intervalo Oligoceno tardío-Mioceno temprano (desde 27 a 22,1 Ma).

Las edades absolutas y relaciones estratigráficas discutidas en los trabajos de Rex (1987), Mpodozis y Cornejo (1988) y Nasi *et al.* (1990), refirieron también a esta unidad, en líneas generales, al Oligoceno tardío-Mioceno Temprano. Los trabajos de Martin y Clavero (1995a-b) y Martin *et al.* (en prensa) presentan nuevas dataciones (por el método K\Ar y U\Pb) que modifican muy ligeramente las edades originalmente señaladas por Makshev *et al.* (1984), al considerar a la Formación Tilito depositada en el lapso $27,2 \pm 1$ Ma (Oligoceno tardío) a $21,0 \pm 1,5$ Ma (inicios del Mioceno Temprano).

En el ámbito de la Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, Malizia (1997b) obtuvo una datación de 23 ± 1 Ma, para la Formación Tilito (área de río Frío), es consistente con la edad arriba mencionada.

En lo que respecta a su correlación regional se considera factible que los términos inferiores del Complejo Volcánico Olivares (Bastías, 1991), sean correlacionables con la unidad aquí tratada. Es también interesante señalar que de acuerdo a su antigüedad la unidad Basalto Las Máquinas (Ramos *et al.*, 1987, 1990), es sincrónica con el volcanismo aquí analizado.

a.2. Formación Escabroso (Maksaev *et al.*, 1984; ; *nom. transl. Martin et al.*, en prensa)

Andesitas, dacitas y basaltos olivínicos (8a). En ocasiones alteradas (8b)

Es referido a esta unidad un conjunto de rocas volcánicas, principalmente mesosilícicas de colores oscuros, que conforman las líneas de altas cumbres del límite argentino-chileno. Estas incluyen andesitas, basandesitas y traquitas, junto a dacitas, pórfidos andesíticos y dacíticos, brechas andesíticas, aglomerados volcánicos e intercalaciones de basaltos olivínicos.

Distribución y litología

En las inmediaciones de la traza del límite argentino-chileno, aflora un conjunto de rocas volcánicas, en su mayoría mesosilícicas hasta básicas que son aquí incluidas en la Formación Escabroso. Hacia el oeste, los afloramientos de estas volcanitas se prolongan en territorio chileno, donde han sido asignadas en parte a la Formación Tilito y en parte a Escabroso (véase Martin y Clavero, 1995a-b).

En el sector argentino, la unidad tratada conforma una muy estrecha faja de afloramientos, desde la latitud del arroyo de Los Bañitos, prolongándose hacia el norte, hasta el punto de origen del arroyo Guanaco Zonzo. En todo este sector la Formación Escabroso cubre en discordancia, no siempre visible, a la Formación Tilito y es cubierta, también en discordancia, por las Andesitas Mio-Pliocenas, como puede verse al sur y al norte del hito Punto de Origen del arroyo Guanaco Zonzo.

Desde el punto de vista composicional, dominan las volcanitas mesosilícicas de composición andesítica, basandesítica y traquíticas, junto a algunas dacitas, pórfidos andesíticos-dacíticos, brechas andesíticas, niveles de aglomerados volcánicos e intercalaciones de basaltos, en ocasiones olivínicos.

En lo que respecta a los basaltos, presentan color oscuro (en general negro), macizas, con textura microporfírica constituida por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivina y minerales opacos (hasta 30 %) inmersos en una densa pasta de grano muy fino. La plagioclasa conforma cristales tabulares, subhedrales, de hasta 3 mm de

longitud y composición labradorítica. En general presentan aspecto fresco, aunque en algunos casos se encuentran corroídos conformando texturas en *sieve* con relleno del material de la pasta. Algunos individuos muestran además inhomogeneidades en su composición, las que se reconocen como parches de plagioclasa con diferentes propiedades ópticas; en algunos casos poseen también un reborde de composición sódica.

El piroxeno se presenta en cristales anhedrales de hasta 1,5 mm de largo, conformando con las tablillas de plagioclasa con texturas subofíticas en las que también son incluidas minerales opacos. En otros casos, el piroxeno forma texturas en corona al encerrar cristales de olivina, en parte reemplazados, de olivina. Este último mineral, que se encuentra en granos de hasta 0,8 mm, está parcialmente sustituido por una asociación de arcillas, cloritas y carbonato. Los minerales opacos son escasos, y tienen formas cuadradas que alcanzan los 0,5 mm de largo.

La pasta es de grano medio, y está formada por tablillas de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y olivina (o sus productos de alteración: carbonato, arcillas y clorita).

Edad y correlación

Teniendo en cuenta sus relaciones estratigráficas la Formación Escabroso, no puede ser más antigua que el Mioceno Temprano, debido a que cubre a la Formación Tilito. Por otro lado y teniendo en cuenta que en el área del paso del Chivato y en el tramo superior del arroyo Guanaco Zonzo es cubierta por la unidad Andesitas Mio-Pliocenas, las volcanitas aquí tratadas no pueden ser modernas que el Mioceno Tardío.

Las dataciones radimétricas obtenidas en Chile por Makshev *et al.* (1984), Mpodozis y Cornejo (1988), Martín y Clavero (1995a-b) y Martín *et al.* (en prensa), son consistentes con las relaciones estratigráficas arriba señaladas. Analizadas en conjunto, las citadas dataciones refieren la Formación Escabroso al lapso 21,9-16,9 Ma (Mioceno Temprano).

En lo que respecta a la correlación regional es muy probable que el Complejo Volcánico Olivares sea parcialmente equivalente, en sus términos superiores, a la Formación Escabroso.

2.4.2.2. Mioceno

a. Formación La Ollita (T.E.A. en Aparicio, 1975; *non* Formación La Ollita *sensu* Nullo y Marín, 1992)

Conglomerados, areniscas rojas y pelitas con intercalaciones de niveles yesíferos y coladas de volcanitas mesosilícicas interestratificadas (8)

Bajo esta denominación se incluye un potente conjunto de conglomerados, areniscas rojas y pelitas con intercalaciones de niveles yesíferos que aflora sobre la vertiente oriental de la Cordillera de La Brea. Localmente, esta unidad presenta interestratificadas coladas de volcanitas mesosilícicas.

Antecedentes

La primera mención de estas rocas se debe a Angelelli (1935), quien describió la secuencia terciaria yesífera aflorante en el tramo medio del río del Valle del Cura, al sur del paraje del Codo del Río. Dichas rocas (alternancia de yesos y areniscas) son referidas al Terciario Superior (Neógeno), probablemente del Plioceno.

Luego, Groeber (1951) identificó como “Santamariense” a la mayor parte de los sedimentos terciarios de esta región, en especial a las aquí denominadas Formaciones Tobas Valle del Cura y La Ollita.

Estas rocas fueron nuevamente tratadas por Wetten *et al.* (1954), quienes propusieron el término Serie del Yeso para caracterizar la parte alta del Terciario aflorante en el valle del Cura y en la quebrada de Los Champones. Estos autores consideraron a la Serie del Yeso (de edad paleocena) superpuesta en forma concordante a su Serie Multicolor (= Formación Tobas Valle del Cura en esta Hoja Geológica).

En el trabajo de fotointerpretación de T.E.A. (1968) se acuñaron varios nombres estratigráficos para esta secuencia sedimentaria terciaria, entre ellos: Formaciones Barrancosa, Tobas Multicolores y La Ollita (incluyendo la Serie del Yeso). En el caso de la Formación Barrancosa, como ya se ha señalado en oportunidad de tratar la Formación Río La Sal, habría sido definida para incluir a dos secuencias de diferente edad y posición estratigráfica. La más antigua corresponde a los bancos rojos de la Formación Río La Sal, y la más moderna a las aquí tratadas como Formaciones Toba Valle del Cura y La Ollita. Es por ello que se considera conveniente abandonar la denominación de Formación Barrancosa.

Con posterioridad Aparicio (1975, 1984), en su trabajo de síntesis sobre la geología de la provincia de San Juan, empleó los nombres de Formaciones de Tobas Multicolores y La Ollita en el mismo sentido que T.E.A.

Nulló y Marín (1992), redefinieron ambas unidades y las incluyeron, caracterizándolas como miembros, en una única unidad la Formación La Ollita [*emend.* Nulló y Marín].

De acuerdo a los datos presentados en este informe entre las Formaciones Tobas Valle del Cura y La Ollita *sensu* Aparicio (1975, 1984), la relación es de discordancia, mediando muy probablemente un importante hiato estratigráfico. Lo dicho invalida su agrupamiento en una única unidad formacional (Código Argentino de Estratigrafía, 1992, Art. 28).

| Wetten <i>et al.</i> (1954) | T.E.A. (1968) | Aparicio (1975, 1984) | Nulló y Marín (1992) | Este trabajo |
|--------------------------------|--|--|---|------------------|
| Serie del Yeso | Fm. La Ollita (incluye Serie del Yeso) | Fm. La Ollita (incluye Serie del Yeso) | Fm. La Ollita (incluye Serie del Yeso y Fm. Tobas Multicolores) | Fm. La Ollita |

Cuadro 4. Síntesis del sentido dado a la Formación La Ollita, en trabajos anteriores (para explicación véase texto).

Por otra parte y como bien lo señalaran Aparicio (1975) y Nulló y Marín (1992), no existen razones para separar los conjuntos estratigráficos identificados como Formación La Ollita y la Serie del Yeso. Ambos conjuntos integran una única unidad a lo largo de la vertiente oriental de la Cordillera de La Brea.

Teniendo en cuenta lo hasta aquí señalado, consideramos como válido la utilización del término Formación La Ollita en el sentido de Aparicio (1975), para incluir a las rocas en cuestión.

Distribución y litología

Esta unidad aflora a lo largo de la margen izquierda del valle del Cura, conformando buena parte del faldeo oriental de la Cordillera de La Brea. La exposiciones pueden dividirse en dos conjuntos principales, que incluso guardan entre sí diferencias litológicas y estructurales.

El conjunto septentrional, que en el mapa de T.E.A. (1968) fue referido a la Formación Barrancosa (conglomerados y areniscas pardo rojizas) e incluido en la Formación La Ollita por Nullo y Marín (1992), constituye una faja de afloramientos que se extiende en forma continua, desde la quebrada de La Puna (por el norte) hasta el arroyo Barrancoso o Colorado (por el sur).



Figura 24. Aspecto de la sección basal de la Formación La Ollita en la quebrada de Las Casas Pintadas.

Las mejores exposiciones se encuentran en la quebrada de La Casa Pintada y en los arroyos de La Breita y Leoncito. En la primera de estas localidades, puede observarse la base de la unidad, descansando en discordancia angular sobre la Formación Tobas Valle de Cura, y descendiendo hacia la desembocadura de la mencionada quebrada en el río del Valle del Cura (rincón de La Brea), se aprecia como los niveles superiores de la unidad son suprimidos por una falla inversa que la coloca en contacto con la Formación Cerro Agua Negra.

En las nacientes del arroyo de La Casa Pintada (figura 24), la Formación La Ollita, se inicia con unos 50 m de conglomerados gris verdosos y areniscas rojas, entre las que se intercalan escasos y delgados niveles pelíticos. Los conglomerados (ortoconglomerados polimícticos) desde finos a muy gruesos, son en general clasto-sostenidos y, cuando resultan matriz-sostenidas, la matriz es arenosa mediana a gruesa. Los clastos son en su mayoría de rocas volcánicas (cerca del 70 %), sedimentitas (15 %), filitas (10 %) y granitos (5 %). Entre las volcanitas, predominan las de naturaleza mesosilícica (andesitas y traquitas), los de rocas ácidas siguen en abundancia y son mucho más escasos los de naturaleza basáltica. Los clastos, en general, se presentan con moderado redondeamiento y diámetros máximos de hasta 0,70 m. Estas psefitas se estratifican en bancos lenticulares hasta lentiformes, gruesos y muy gruesos (hasta 3 m de potencia), los que muestran bases erosivas de alto a moderado relieve.

Las areniscas, de color rojo intenso, son en su mayoría medianas y gruesas, y se estratifican en bancos lenticulares con frecuente estratificación entrecruzada, tanto tabular planar como en artesa. Es común la presencia de clastos de grava desperdigados dentro de los bancos arenosos conformando niveles de areniscas guijarrosas que, en ocasiones, gradúan en forma imperceptible a conglomerados matriz-sostenidos.

Se trata de arenitas líticas volcánicas con selección moderada a mala (figura 25). Los clastos de volcanitas, de composición intermedia a ácida y con texturas andesíticas y granofiricas, dominan en la fracción clástica (70-75 %); los fragmentos de plagioclasa continúan en abundancia (cerca del 15 %) y aparecen en general zonados, indicando también su origen volcánico. Tanto los fragmentos de plagioclasa como los de feldespato potásico (hasta un 5 %), anfíboles (1-2 %) y piroxenos (1-2 %) conservan sus

bordes cristalinos y son, por lo tanto, angulosos. El porcentaje de cuarzo es muy bajo en todas las muestras (no supera el 2 %). Se han detectado algunos fragmentos aislados pertenecientes a tobas. Niveles microscópicos de concentración de opacos han sido observados en la muestra *CZ120*. La alteración y reemplazo en diverso grado de los fragmentos líticos volcánicos es frecuente, no así la de los minerales accesorios (anfíboles y piroxenos) que se conservan frescos.



Figura 25. Microfotografía mostrando el aspecto de una arenita lítica volcánica de la parte basal de la Formación La Ollita, proveniente de la quebrada de Las Casas Pintadas. Obsérvese la mala selección textural y la abundancia de líticos volcánicos y clastos de vidrio (A) parcialmente desvitrificado.

La escasa matriz se halla recristalizada o reemplazada por el cemento. Sin embargo, es común la formación de pseudomatrix por deformación de fragmentos lábiles. El cemento es principalmente arcilloso, integrado por illita y clorita en proporción variable. También se observa en algunas muestras cemento ferruginoso y zeolítico. El primero, se presenta en forma de películas delgadas (*coating*) alrededor de los clastos o como pequeños parches irregulares; mientras que el segundo siempre es posterior a los ya descritos y poco importante. La porosidad es muy baja (menor al 2

%), de tipo secundaria y generada, en su mayoría, por disolución de cemento y la fractura de los clastos.

Las pelitas, muy escasas en este intervalo, conforman bancos delgados hasta medianos de bases planas y netas, y con techos a menudos irregulares debido a la erosión de los bancos arenosos o psefíticos que las suprayacen. En su interior las capas son, por lo general, macizas aunque en algunas ocasiones se observa el desarrollo de una imperfecta laminación horizontal resultado de la alternancia de delgadas capas limo-arcillosas y de arena muy fina a limosa.

Siguen unos 150 m de psefitas y areniscas en todo similares a los ya descriptas, aunque se observa una progresiva disminución en el diámetro máximo de los clastos de conglomerado y una mayor participación de areniscas y pelitas.

Por encima de este conjunto, se disponen unos 80 m de areniscas y pelitas que sólo intercalan esporádicos niveles psefíticos. Las areniscas, que conforman el 50 % de este intervalo, se presentan en bancos fuertemente tabulares, desde delgados a gruesos aunque predominan los de espesor inferior a 0,2 m. Si bien, un gran número de capas resultan macizas, son también comunes los estratos entrecruzados de mediana escala, las artesas agrupadas y la estratificación ondulítica. Aunque, menos frecuente, también ha sido observada la presencia de niveles con estratificación antiduna y capas planas, asociadas a lineación por partición. Las pelitas, que componen el 30 % de la secuencia considerada, conforman estratos fuertemente tabulares, en su mayoría medianos y delgados, con frecuentes grietas de desecación en su techo, pequeños diques clásticos arenosos y evidencia de bioturbación vegetal (pedotúbulos?), que con frecuencia deforman la laminación. Los escasos conglomerados presentes (15 %), conforman camadas lenticulares, por lo general macizas y en ocasiones potentes (hasta 2 m de espesor), de ortoconglomerados polimícticos, dominados por clastos de volcanitas y areniscas tobáceas. Las base de los bancos psefíticos son muy erosivas y, en ocasiones, incorpora abundantes clastos intraformacionales de las pelitas subyacentes. Asociados a estas rocas se presentan escasos niveles de verdaderos conglomerados intraformacionales. Éstos, se encuentran compuestos por clastos angulosos y subangulosos de pelitas rojas desperdigados en una matriz arenosa hasta sabulítica, se estratifican en bancos delgados y muy delgados, de bases poco erosivas. El resto del

intervalo descrito (5 %) está compuesto por areniscas margosas, muy delgados niveles de yeso y algunas areniscas tobáceas.

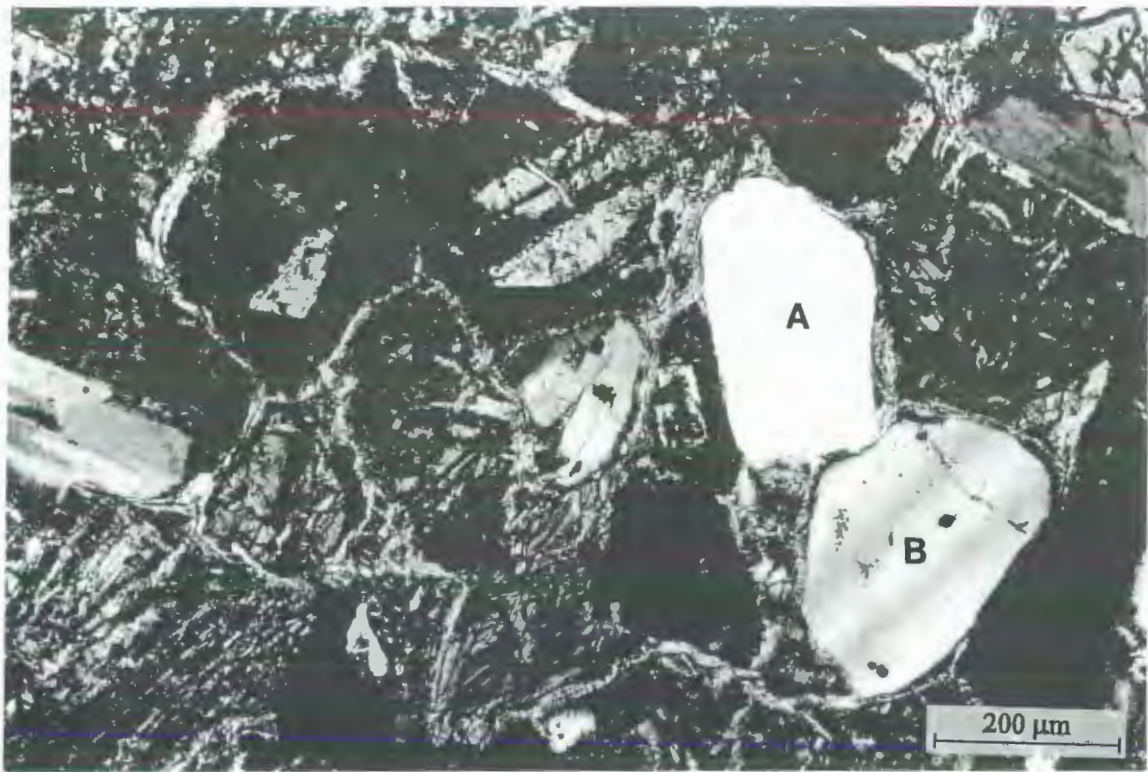


Figura 26. Microfotografía de una arenita lítica volcánica de la parte media de la Formación La Ollita, mostrando un claro predominio de líticos de volcanitas mesosilícicas junto a proporciones subordinadas de cuarzo (A), plagioclasa (B) y anfíbol (C).

Ascendiendo en el perfil, en las proximidades del rincón de La Brea, se produce un marcado cambio litológico, ya que las areniscas gruesas y conglomerados vuelven a ser dominantes y las pelitas se presentan sólo en forma esporádica. Se trata de unos 180 m dominados por areniscas líticas (figura 26), preferentemente medianas y gruesas, de color pardo rojizo hasta pardo verdoso. Estas rocas resultan areniscas líticas volcánicas inmaduras tanto en su textura como en su mineralogía. Los clastos volcánicos dominantes son de naturaleza mesosilícica con abundante textura microlítica (en su mayoría andesitas y traquitas) y, en menor proporción, felsíticas (riolitas y riodacitas). El cemento es arcilloso (illita-clorita) y en ocasiones ferruginosos (hematítico), ya sea en forma de tapices (*coating*) sobre los clastos o de parches irregulares. La hematita, demuestra haberse formado por disolución intraestratal de opacos y pastas de volcanitas con posterior migración diagenética y precipitación del hierro.

Estas rocas conforman bancos lentiformes de hasta 0,4 m de espesor, los que muestran con frecuencia en su interior estratificación entrecruzada, en su mayoría del tipo tabular, tanto planar como tangencial. Otra estructura frecuente es la estratificación horizontal, marcada por sutiles cambios texturales o por variaciones mineralógicas (concentración de micas u opacos) entre las diferentes láminas. En ocasiones, estas psamitas suelen mostrar en la base de algunos bancos clastos desperdigados tamaño sábulo hasta guijarro, en su mayoría de líticos (volcanitas, granitos y metamorfitas). Los conglomerados (ortoconglomerados polimícticos) desde medianos a muy gruesos, son en su mayoría clasto-sostenidos. Conforman bancos lenticulares con bases erosivas, si bien el mayor número de bancos resultan macizos es también frecuente la presencia de capas gradadas y entrecruzadas. Los clastos, redondeados a subangulosos y con preferencia prolados, resultan similares en su composición al resto de los conglomerados hasta aquí descritos. Son, en su mayoría, de volcanitas ácidas y mesosilícicas acompañadas por fragmentos de granitos (batolito de Colangüil?), areniscas y pizarras oscuras (Formación Cerro Agua Negra?) y escasas areniscas tobáceas (Formación Tobas Valle del Cura).

Por último, sobre ambas márgenes del valle del Cura, en el área del rincón de La Brea, afloran areniscas medianas a gruesas que intercalan esporádicos bancos pelíticos. Este conjunto, que conforma el intervalo estratigráfico superior de la unidad en el área señalada, alcanza un espesor mínimo de 140 m (su techo ha sido suprimido por la falla que lo pone en contacto con la Formación Cerro Agua Negra) y se caracteriza por presentar color morado, en ocasiones morado-verdoso.

Hacia el sur, en los arroyos de La Breita y Leoncito, puede observarse un perfil más completo de la unidad, allí los estratos se disponen en forma homoclinal con suave inclinación hacia el este, encontrándose los niveles estratigráficos superiores de la Formación expuestos próximos a la desembocadura de las mencionadas quebradas en el río del Valle del Cura. Estos afloramientos fueron mapeados por T.E.A. (1968) como Formación La Ollita (areniscas y arcilitas yesíferas).

Otras importantes exposiciones se ubican en el tramo medio del río del Valle del Cura, entre la vega de Los Acerillos (por el norte) hasta la quebrada de Las Invernadas (por el sur). Allí, estas rocas muestran significativas diferencias faciales con las

descriptas con anterioridad. Así, a lo largo de la quebrada del arroyo Salado, aflora una secuencia mixta clástica-evaporítica, que en nuestra interpretación conforma los niveles superiores de la Formación La Ollita. Es importante aclarar que estas rocas son las que fueron incluidas por otros autores dentro de la denominada Serie del Yeso (Wetten *et al.*, 1954).



Figura 27. Plegamiento irregular en secuencias alternantes de pelitas y yesos de la parte superior de la Formación La Ollita (=Serie del Yeso), aflorante en las cabeceras del arroyo Salado (perfil 4 del anexo).

A lo largo del arroyo Salado los estratos terciarios presentan un rumbo general norte-sur e inclinación regional hacia el este. Sin embargo, debe advertirse que la secuencia se encuentra muy deformada, la existencia de capas de yeso ha favorecido la formación de pliegues de diseño irregular y corta longitud de onda, que modifican en forma constante su actitud regional (figura 27). Como quiera que sea, la parte inferior de la Formación aflora en las nacientes del arroyo Salado, donde se encuentra en relación de falla con la Formación Tobas Valle del Cura (ver figura 17). Allí, la secuencia se inicia (perfil 4 del anexo) con areniscas tobáceas, areniscas gruesas, conglomerados polimícticos y escasas pelitas que intercalan además al menos dos

niveles de coladas traquiandesíticas (véase ítem *Intercalaciones volcánicas* y figura 35). Estas rocas se asocian conformando un intervalo de unos 50 m de potencia, dominado por areniscas gruesas y medianas (cerca del 50 %), estratificadas en bancos gruesos y muy gruesos de formas lenticulares y que muestran diferente tipos de estratificación entrecruzada y horizontal.



Figura 28. Intervalo abigarrado, en el que alternan niveles epiclásticos (areniscas y conglomerados) y depósitos evaporíticos (yeso), correspondiente al tramo medio de sección superior (= Serie del Yeso) de la Formación La Ollita (perfil 4 del anexo).

Entre los conglomerados, que componen un 20 % del intervalo descrito, deben diferenciarse dos tipos principales, por un lado (los más abundantes) ortoconglomerados polimícticos clasto-sostenidos y estratificados en capas macizas o con estratificación entrecruzada. Por el otro, algunos niveles de brechas monomícticas, macizas y muy gruesas que aparecen hacia la base de la Formación. Estas brechas se encuentran dominadas por fragmentos de traquitas y andesitas de hasta 0,4 m de diámetro máximo y muy angulosos, los que con toda probabilidad corresponden a clastos derivados de las coladas de traquitas intercaladas.



Figura 29. Secuencia grano y estratocreciente correspondiente a la parte superior (= Serie del Yeso) de la Formación La Ollita, en la quebrada del arroyo Salado. *A*: pelitas laminadas fosilíferas, *B*: alternancia de pelitas laminadas y areniscas finas con laminación ondulítica; *C*: areniscas medianas con estratificación entrecruzada (perfil 4 del anexo).

Las pelitas y areniscas muy finas son de colores claros, con preferencia morado u ocre y, en forma local, gris verdosas. Se estratifican en bancos tabulares, desde finos a gruesos y de bases planas, siendo en su interior macizos o con estratificación entrecruzada de pequeño porte y ondulítica. Las areniscas (en su mayoría litoarenitas feldespáticas), al microscopio aparecen dominadas (hasta un 45 %) por clastos subredondeados a subangulosos de rocas volcánicas, tanto mesosilícicas como ácidas. Sigue en abundancia (30 %), el feldespato que aparece dominada por la plagioclasa

maclada, con frecuencia subangulosos y de contorno euédral. Por último, el cuarzo (en proporciones menores al 25 %), es subredondeado a subanguloso y en algunos casos presenta engolfamiento y cristales negativos. La mayor parte de las areniscas presentan dos tipos de cementos, el carbonático (más importante) es de naturaleza micrítica y el yeso, por lo general, en agregados de hábito fibrosos.



Figura 30. Detalle de la figura 29, mostrando los niveles de pelitas fosilíferas laminadas de color gris verdoso y localmente ocre, entre los que se intercalan bancos de areniscas y muy delgados niveles de yeso (margen izquierda de la quebrada Salado)

Por encima, continua una potente secuencia abigarrada (150 m), en la que alternan areniscas y pelitas, con niveles de yeso y muy escasos conglomerados (figura 28).



Figura 31. Alternancia centimétrica de pelitas (niveles gris verdoso) y yeso (niveles blancos) conformando secuencias de ritmitas en la parte superior (=Serie del Yeso), tomada en la quebrada Salado).

El carácter abigarrado se debe a la alternancia de gruesos intervalos (de hasta 40 m) de bancos de sedimentitas silicoclásticas de color verde, los que son sucedidos por intervalos de similar espesor de color rojo pálido hasta rosado blanquecino, en los que alternan bancos evaporíticos y silicoclásticos. El intervalo verdoso está dominado por pelitas, por lo general macizas y, menos común, laminadas, que suelen mostrar en el

techo de los bancos gotas de lluvia y pistas de bioturbación animal. Entre estas rocas se disponen algunos bancos de areniscas finas y muy finas, friables, macizas o con frecuente estratificación ondulítica. Es sólo esporádica la aparición de muy delgados niveles de yeso o calizas en esta unidad.

Por su parte el intervalo rojizo presenta una mucho más importante participación de evaporitas, las que en ocasiones son más abundantes que las pelitas. Las areniscas son muy escasas.



Figura 32. Microfotografía de láminas de yeso fibroso de la parte superior (= Serie del Yeso) de la Formación La Ollita. Obsérvese además la presencia de cristales euedrales de yeso (A).

Continúan unos 100 m en los que alternan finas capas de pelitas, de color ocre amarillento hasta verdoso, con delgados bancos de yeso. En ocasiones las pelitas conforman gruesos niveles de arcilitas finamente laminadas (figuras 29 y 30) que han provisto restos bien preservados de plantas y palinomorfos (ver ítem *Edad y correlación*). De acuerdo a la relación pelita/yeso han sido distinguido tres tipos de ciclos de escala centimétrica en el intervalo aquí considerado. El primer ciclo, asemeja a ritmitas y consiste de una monótona alternancia de pelitas y yesos en proporciones

semejantes (figura 31), donde cada par alcanza sólo 0,5 cm de espesor en promedio. Al microscopio, el yeso es del tipo fibroso (figura 32) que en ocasiones forma agregados esferulíticos y, con mucha menor frecuencia, capas con estructura nodular.

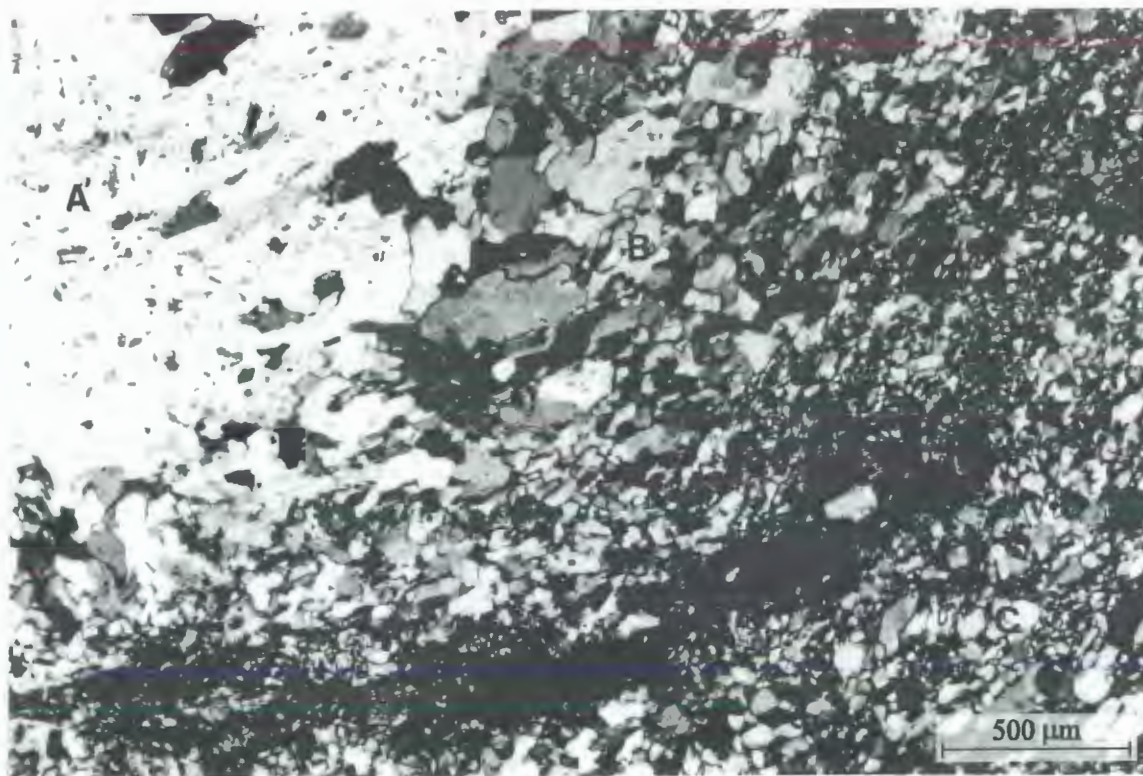


Figura 33. Microfotografía de estructura nodular en las capas de yeso (Formación La Ollita). En el centro (A) el yeso poikilítico, hacia afuera (B) está formado por cristales de hábito columnar y equidimensional y finalmente (C) se presenta yeso fibroso de grano muy fino.

El segundo tipo se encuentra dominado por los niveles de yeso y resulta de la alternancia de capas de evaporitas, de 7 a 10 cm de espesor, con estratos correspondientes al ciclo anterior. El examen microscópico de las capas de yeso muestra que con frecuencia se hallan compuestas por láminas de hasta 0,5 mm de espesor de agregados equidimensionales de yeso (90 micrones de diámetro máximo) que alternan con láminas algo más gruesas (0,7 mm) de yeso fibroso. Localmente, aparecen capas con estructuras nodulares, formadas en su centro por agregados poikilíticos (hasta 400 micrones) que pasan hacia afuera a agregados de hábito columnar, equidimensional y, finalmente, fibroso (figura 33).

Un tercer tipo de asociación está dominada por pelitas, que alternan con delgados bancos de yeso de hasta 2 cm de potencia (figura 34). Es muy común en todas

estas rocas el desarrollo de plegamiento enterolítico, la presencia de capas nodulares con estructura en “ojo de gallina” y venas de yeso fibroso, discordante con la estratificación.



Figura 34. Fotografía mostrando dos tipos de secuencias correspondientes a la parte superior de la Formación La Ollita (=Serie del Yeso). En *A* se muestra una secuencia de pelitas verdes laminadas que alternan con niveles de yeso (con textura microfibrosa, véase figura 31), los que aumentan su importancia hacia el tope hasta conforman un grueso nivel (*B*) de yeso macizo con textura micronodular (véase figura 33).

Intercalaciones volcánicas

Aunque escasas, algunas intercalaciones de rocas volcánicas han sido identificadas dentro de la unidad. El carácter sincrónico del volcanismo con la sedimentación es marcado por la existencia de algunos niveles de brechas y conglomerados gruesos que suprayacen a los niveles volcánicos y se encuentran dominados por clastos de las mencionadas volcanitas. Quizás, el mejor ejemplo de lo dicho se encuentra en el tramo superior del arroyo Salado, donde interestratificados entre areniscas y conglomerados, aparecen al menos dos niveles de volcanitas. La

existencia de estas rocas ya fue marcada en el mapa de T.E.A. (1968), aunque en este caso se las considero intrusivos relacionados a la Serie Volcánica del Terciario.

Se trata de volcanitas con texturas porfíricas y de colores claros, que al microscopio demostraron tratarse de traquiandesitas con texturas porfíricas y, localmente, glomeroporfíricas (figura 35). Están constituidas por fenocristales de feldspatos, anfíbol y clinopiroxeno (entre los más abundantes) distribuidos en una pasta de grano fino, donde la relación fenocristales/pasta es de cerca del 45 %.

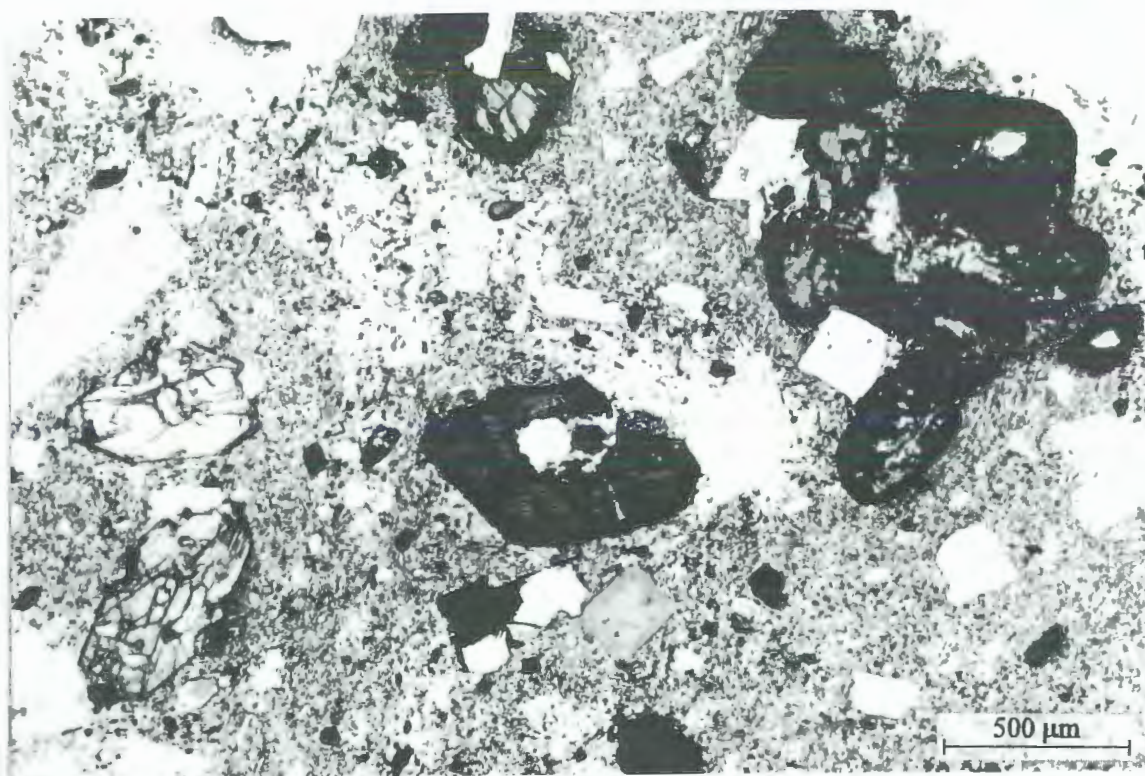


Figura 35. Microfotografía de una traquiandesita con textura porfírica y localmente glomeroporfírica, correspondiente a las intercalaciones volcánicas dentro de la Formación La Ollita. Obsérvese la presencia de lamprobolitas poco alteradas.

La plagioclasa es el mineral más abundante, forma cristales tabulares de contornos rectos o difusos de hasta 2 mm, la composición promedio es oligoclasa-andesina, con fuerte zonalidad tanto directa como oscilante. En algunos casos fueron observados individuos cribados con inclusiones de material de la pasta de grano fino o vítreas, estas inclusiones pueden afectar a todo el cristal o estar concentradas en algunos sectores. Otros individuos de plagioclasa presentan inhomogeneidades composicionales en forma de parches irregulares, los que se distribuyen por todo el cristal o bien se

concentran en la parte central de los mismos. Es común que los cristales de plagioclasa posean un reborde alcalino de superficie limpia.

El anfíbol, de color pardo (lamprobolita; figura 35), se presenta en cristales prismáticos largos, de hasta 5 mm. Son individuos muy pleocroicos en el que se ha formado, por reacción con la pasta, un reborde de minerales opacos. El clinopiroxeno, generalmente aparece en prismas cortos, es de color verde pálido y menores a 0,8 mm. En baja proporción aparecen fenocristales de feldespato alcalino (sanidina) de aspecto límpido y con zonalidad en los bordes.

Como minerales accesorios aparecen la magnetita y cristales euhedrales de pequeño tamaño de apatita coloreada. La pasta es de textura microgranosa y está constituida por feldespatos y, en cantidades menores, por opacos, piroxeno y, en forma local, mosaicos de cristobalita.

Edad y correlación

Hasta el presente la edad de esta secuencia ha sido motivo de opiniones dispares. T.E.A. (1968) y Aparicio (1975, 1984), ubicaron a la Formación La Ollita en el Terciario *s. l.*; mientras que Nullo y Marín (1992) en el Mioceno. Las diferentes opiniones sobre la antigüedad de la secuencia se originaron en las poco claras relaciones estratigráficas, la ausencia de restos fósiles y la falta de dataciones radimétricas.

La información obtenida para esta Hoja Geológica, demuestra que la Formación La Ollita cubre a la Formación Tobas Valle del Cura y, por lo tanto, presenta una edad post-eocena (Malizia, 1997a). Por otro lado, las dataciones radimétricas efectuadas sobre las traquiandesitas, correspondientes a la parte media de la unidad aflorante en la quebrada Salada han arrojado una edad de 16 ± 1 Ma (Mioceno Medio, véase cuadros 6 y 8). Esta antigüedad es consistente con el hallazgo de una asociación palinológica en los niveles superiores de la unidad, la que también indica una edad no más antigua que miocena media.

Esta asociación palinológica, diversa y bien preservada, se encuentra integrada por elementos de origen continental (polen de angiospermas y gimnospermas, esporas

de pteridofitas, briofitas y hongos, algas de agua dulce, leños y cutículas), con escasa participación de elementos marinos.

| | | |
|---------------------------|----------------------------------|---|
| Algae | Chlorococcales | <i>Botryococcus braunii</i> Kützing (figura 36.3) <i>Pediatrum</i> sp. |
| Fungii | | Fungii tipo A (figura 36.1) <i>Diporisorites</i> sp. (figura 36.2) <i>Dicellaesporites</i> sp. (figura 36.7) |
| Pteridophyta Briophyta | | <i>Biretisporites</i> sp. <i>Deltoidospora</i> sp. (figura 36.5) <i>Cyathidites</i> sp. cf. <i>C. minor</i> Couper (figura 36.4) Cf. <i>Leiotriletes</i> sp. (figura 36.6) <i>Lycopodium</i> sp. (figura 36.8) Cf. <i>Punctatisporites</i> sp. |
| Gymnosperma- tophyta | Ephedraceae Podocarpaceae | <i>Equisetosporites notensis</i> (Cookson) Romero (fig. 36.12) <i>E. claricristatus</i> (Shakmudes) Barreda (figura 36.11) <i>E. lusaticus</i> (Krutzsch) Barreda <i>E. spp.</i> (figuras 36.9, 36.10 y 36.13) <i>Podocarpidites elegans</i> Romero <i>P. sp.</i> cf. <i>P. ellipticus</i> (Cookson) Cooper <i>P. spp.</i> (figura 37.1) <i>Microcachrydites</i> sp. |
| Angiospermato- phyta | Fagaceae | <i>Nothofagidites saraensis</i> Menéndez y Caccavari |
| | Malvaceae | <i>Malvacipolloides</i> spp. (figuras 37.2 y 37.5) <i>Baumannipollis variaperturatus</i> Barreda (figura 37.4) <i>B. sp.</i> (figura 37.6) |
| | Caesalpinoideae | <i>Margocolporites vanwijhei</i> Gemeraad <i>et al.</i> |
| | Myrtaceae | <i>Myrtaceidites</i> sp. |
| | Goodeniaceae | <i>Poluspissusites</i> sp. |
| | Symplocaceae | <i>Senipites patagonica</i> Barreda (figura 37.16) |
| | Anacardiaceae | <i>Striatricolporites gamerroi</i> Archangelsky (figura 37.13) <i>S. sp.</i> |
| | Compositae | <i>Tubulifloridites antipdica</i> (Cookson) Potonié <i>T. viteauensis</i> Barreda <i>T. spp.</i> (figuras 37.7 y 37.8) |
| | Incertae sedis | <i>Rhoipites bacculatus</i> Archangelsky (figura 37.15) <i>R. cienaguensis</i> Dueñas <i>R. spp.</i> (figura 37.9) <i>Tricolporites</i> spp. (figuras 37.17 y 37.18) |
| | Gramineae | <i>Graminidites</i> sp. (figura 37.3) Gramineae? Indet. (figura 37.1) |
| | Chenopodiaceae | <i>Chenopodipollis chenopodiaceoides</i> (Martin) Truswell |
| | Cyperaceae | <i>Cyperaceapollenites neogenicus</i> (figura 37.12) |
| | Polygonaceae | Gen. et sp. indeterminado <i>Polygonacidites</i> sp. (figura 37.10) |
| | Sparganiaceae | <i>Sparganiaceapollenites</i> sp. (figura 37.14) |
| Dinophyceae | Gonyaulacales | <i>Spiniferites</i> sp. |

Cuadro 5. Listado de las especies identificadas en la asociación palinológica de la Formación La Ollita.

Esta asociación (véase cuadro 5, figuras 36 y 37), está dominada por las angiospermas (en especial cyperáceas, gramíneas, compuestas, anarcadiáceas, chenopodiáceas, malváceas y simplocáceas), con gimnospermas (efedráceas y podocarpáceas) y esporas de pteridofitas y briofitas subordinadas. En algunos niveles las algas de agua dulce (Clorococcales) son abundantes y también se reconocen esporas de hongos. Los elementos arbóreos, en cambio, son muy escasos y están representados casi en forma exclusiva por las podocarpáceas; se recuperaron algunos granos de polen de fagáceas pero en proporciones muy bajas.

Asociada a estas microfloras se han obtenido abundantes restos megaflorísticos (figura 38), que incluyen improntas foliares de varios cientos de ejemplares correspondientes a una única especie, esparcidas en forma uniforme en los planos de estratificación. Desde el punto de vista sistemático sólo se puede señalar que corresponden a una forma indeterminada de angiosperma (monocotiledonea), probablemente vinculada con las Butomaceae o Hydrocaritaceae.

Figura 36. Taxones identificados en la asociación palinológica de la Formación La Ollita. Todas las ilustraciones X 500.

- 1, Fungi Tipo A.
- 2, *Diporisorites* sp.
- 3, *Botryococcus braunii* Kützing.
- 4, *Cyathidites* sp. cf. *C. minor* Couper.
- 5, *Deltoidospora* sp.
- 6, cf. *Leiotriletes* sp.
- 7, *Dicellaesporites* sp.
- 8, *Lycopodium* sp.
- 9-10 y 13, *Equisetosporites* spp.
- 11, *E. clariscristatus* (Shakmudes) Barreda.
- 12, *E. notensis* (Cookson) Romero.

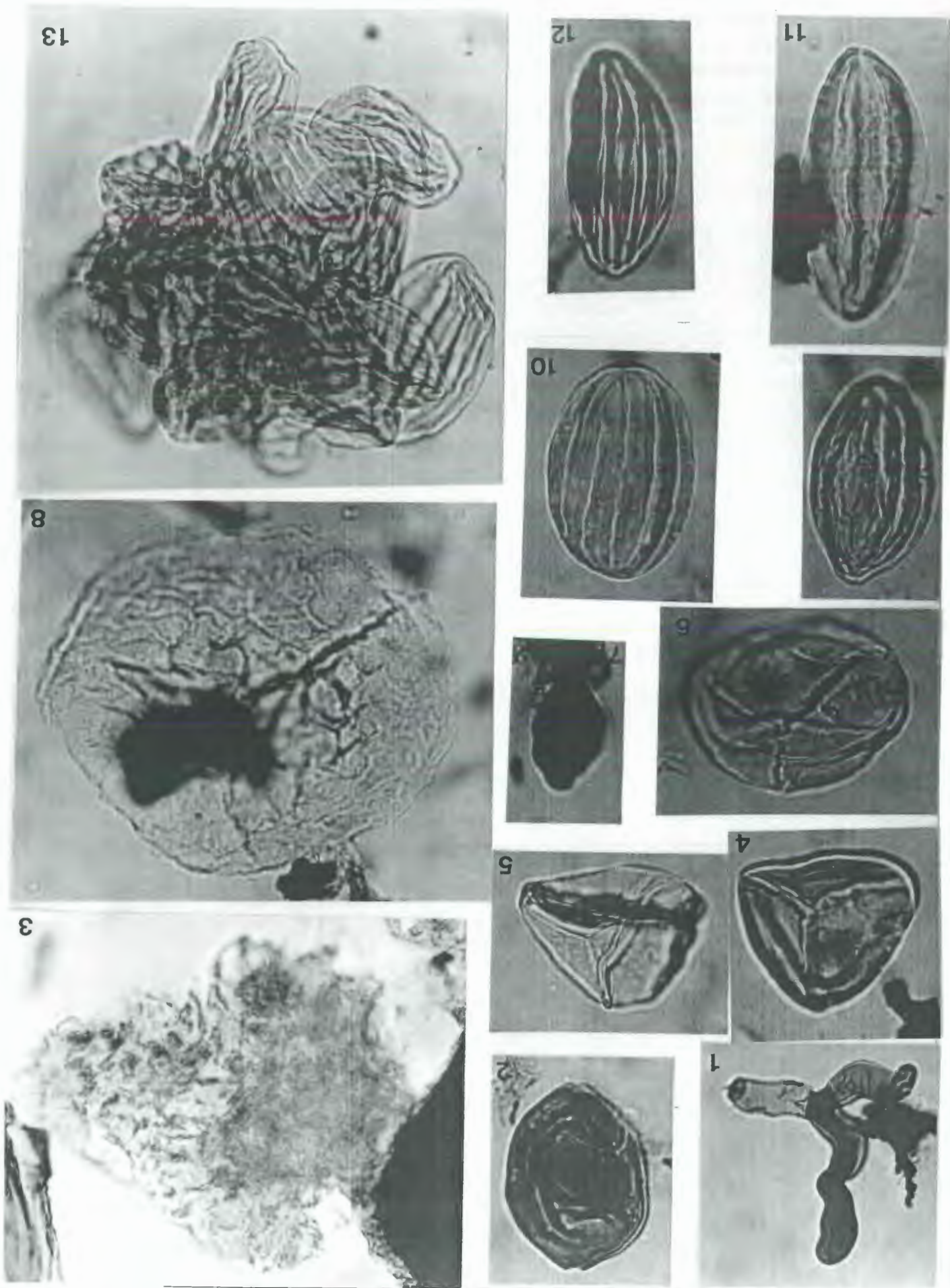
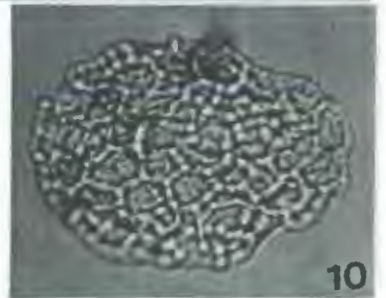
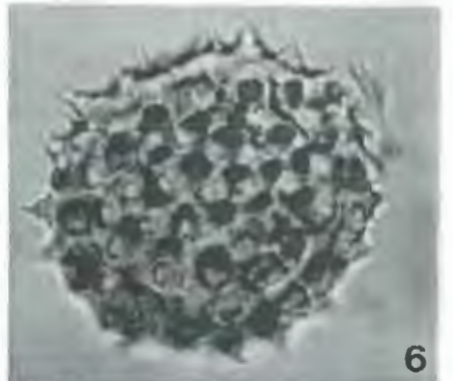
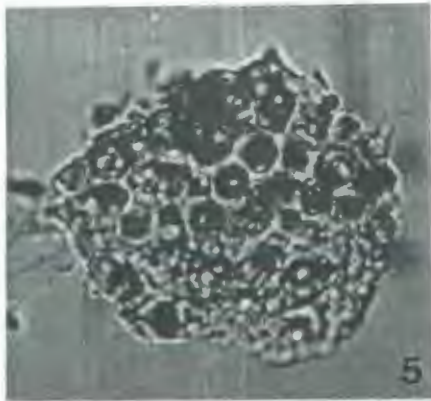
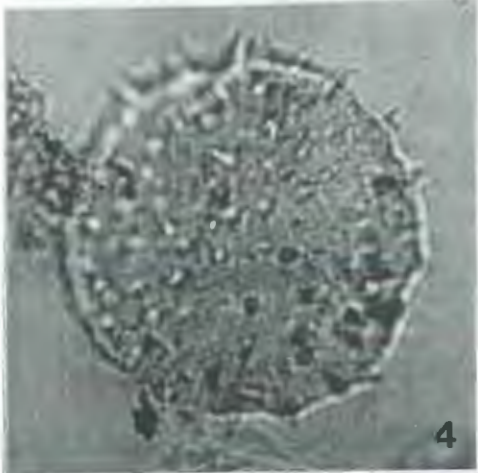


Figura 37. Taxones identificados en la asociación palinológica de la Formación La Ollita. Todas las ilustraciones X 500.

- 1, *Podocarpidites* sp.
- 2, *Malvacipolloides* sp. A.
- 3, *Graminidites* sp.
- 4, *Baumannipollis variaperturatus* Barreda.
- 5, *Malvacipolloides* sp. B.
- 6, *Baumannipollis* sp.
- 7-8, *Tubuliforidites* sp.
- 9, *Rhoipites* sp.
- 10, *Polygonacidites* sp.
- 11, Gramineae?
- 12, *Cyperaceapollenites noegenicus*
- 13, *Striatricolporites gamerroi* Archangelsky.
- 14, *Sparganiaceapollenites* sp.
- 15, *Rhoipites baculatus* Archangelsky.
- 16, *Senipites patagonicus* Barreda.
- 17, *Tricolporites* sp. A.
- 18, *T.* sp. B.



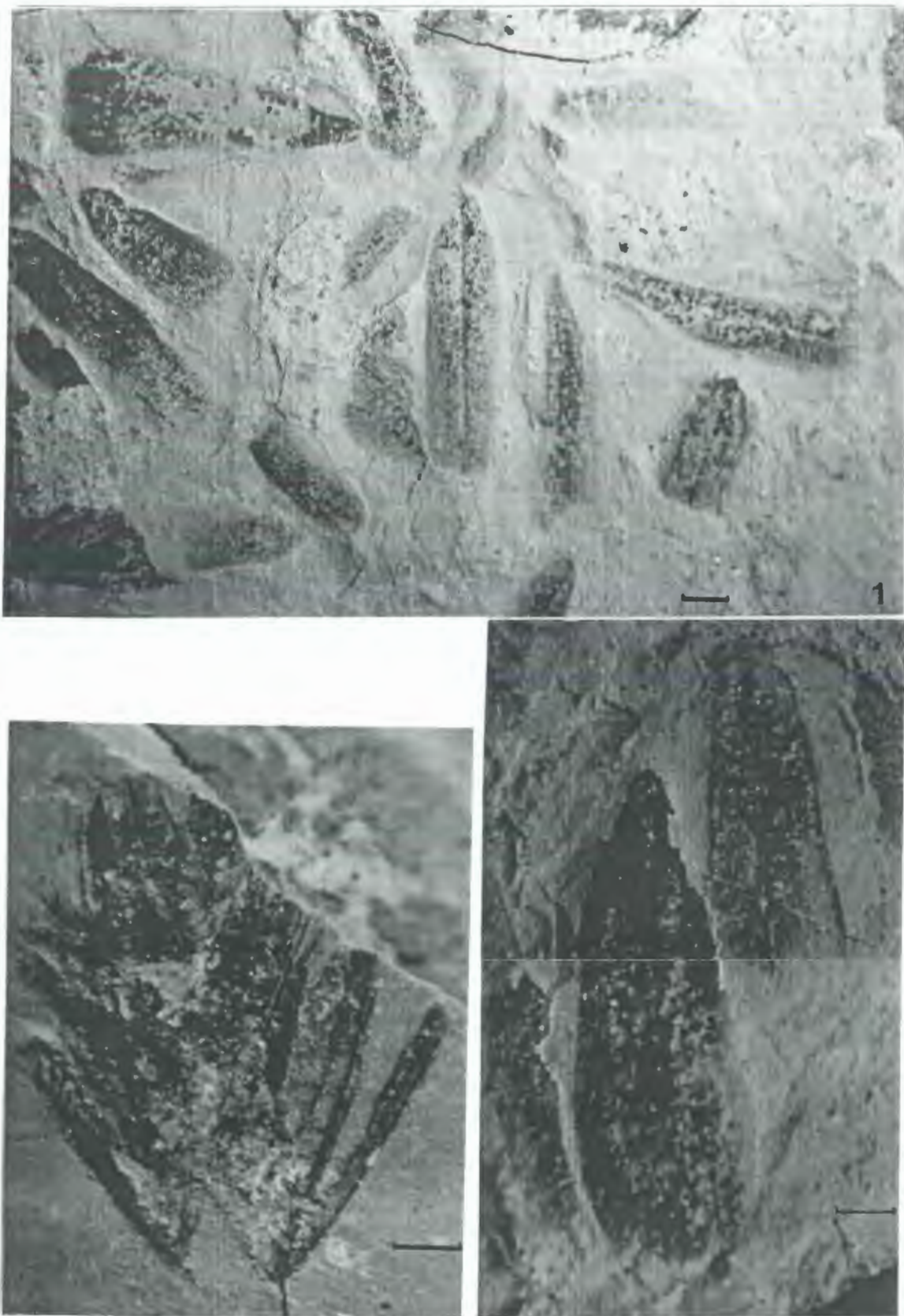


Figura 38. Restos florísticos (Forma A) obtenidos de la Formación La Ollita.

Esta asociación palinológica presenta similitudes con aquella descrita para la Formación Chenque de la Cuenca del Golfo San Jorge; en especial con la Palinozona Superior (Barreda, 1996) referida al intervalo que abarca la parte alta del Mioceno Inferior y el Mioceno Medio bajo. Donde se documenta la especie *Tubulifloridites antipodica*, guía de terrenos neógenos de Antártida (Cookson, 1947), Australia (Stover y Partridge, 1967), Nueva Zelanda (Pocknall y Mildenhall, 1984) y últimamente reconocidas en la Argentina (véase Barreda, 1993, 1996; Ottone *et al.*, en prensa). No obstante en la asociación de Patagonia los elementos arbóreos son mucho más abundantes y recién comienzan a desarrollarse pequeños parches con vegetación abierta herbácea y/o arbustiva. Además, las condiciones ambientales habrían sido considerablemente más húmedas.

La microflora de la Formación La Ollita, tiene una mayor afinidad con las asociaciones descritas para las Formaciones Chinchas (Ottone *et al.*, en prensa) y Pachaco (Prámparo *et al.*, 1995), de la Cordillera Frontal y Precordillera de San Juan, respectivamente. Las tres poseen:

- un elevado número de familias en común (efedráceas, chenopodiáceas, anarcardiáceas, leguminosas caesalpinoides, podocarpáceas, fagáceas y mirtáceas);

- comparten la abundancia de algas de agua dulce (*Botryococcus* spp.);

- predominio de elementos herbáceos y arbustivos con baja representación de elementos arbóreos;

- y se habrían desarrollado bajo condiciones paleoambientales templado-cálidas a cálidas y relativamente áridas,

- la asociación de la Formación Chinchas comparte además la presencia de compuestas, symplocáceas, malváceas, gramíneas y elementos marinos.

Resulta necesario remarcar que la presencia cuali y cuantitativa de elementos arbóreos y helechos en la Formación La Ollita, es menor que la apreciada en las Formaciones Chinchas y Pachaco (Miembro Inferior), sugiriendo condiciones de menor humedad ambiental.

Ambiente depositacional

Del levantamiento de los perfiles correspondientes a la quebrada de las Casas Pintadas y al arroyo Salado (anexo, perfil 4) y de las observaciones de detalle efectuadas en las quebradas de La Breita, Leoncito y Colorada, la evolución paleoambiental de la unidad puede ser dividida en cinco etapas principales (cuadro 6).

| Etapas | Litología | Ambiente Sedimentario |
|---------------|---|---|
| 5 | Sedimentación epiclástica-evaporítica, principalmente pelitas y yesos | Eventos transgresivos mioceno medio. Marismas y lagos costeros. |
| 4 | Conglomerados brechosos, areniscas gruesas e intercalaciones de traquitas | Fluvial entrelazado, eventos volcánicos y probables laharitas |
| 3 | Areniscas y pelitas con intercalaciones conglomerádicas | Sistema fluvial efímero predominantemente, lagos efímeros y esporádicas facies fluviales de baja sinuosidad |
| 2 | Conglomerados gruesos y areniscas, estratificadas en bancos lenticulares | Fluvial entrelazado de alta energía |
| 1 | Areniscas y conglomerados con intercalaciones de pelitas | Fluvial entrelazado de moderada energía, localmente lagos efímeros |

Cuadro 6. Etapas de la evolución paleoambiental de la Formación La Ollita.

En una etapa inicial se depositaron areniscas y conglomerados estratificados en bancos lenticulares, entre los que disponen intercalaciones pelíticas, que afloran en las nacientes de la quebrada de Las Casas Pintadas. Estas rocas presentan un evidente origen fluvial y habrían sido depositados por cursos entrelazados de baja sinuosidad y moderada energía. Localmente, sin embargo, litosomas pelíticos-arenosos de algunas decenas de metros de espesor atestiguarían la existencia de lagos efímeros (probables barreales), intercalados entre las facies fluviales.

Una segunda etapa, corresponde a conglomerados gruesos y areniscas que afloran próximos a la desembocadura de Las Casas Pintadas, en el río del Valle del Cura y en el tramo medio de la quebrada de La Breita. La existencia de este intervalo de grano grueso, le confiere un carácter grano y estratocreciente marcado a la secuencia y documentaría la existencia de facies entrelazadas proximales, relacionadas a episodios de actividad volcánica.

La etapa 3, compuesta por areniscas y pelitas con conglomerados subordinados, indicaría el retorno de los sistemas fluviales entrelazados de moderada a baja energía

(similares a los de la etapa 1), asociados a sistemas fluviales efímeros y facies de barreal.

Las rocas pertenecientes a la etapa 4, afloran sólo en las cabeceras del arroyo Salado y consisten de brechas, conglomerados y areniscas, junto con niveles de traquitas. Se interpreta al conjunto de origen fluvial entrelazado que incluyen probables depósitos de laharitas, relacionadas a una actividad volcánica mesosilícica.

Por último, la etapa 5 está caracterizada por la importante sedimentación evaporítica, que llevó a la formación de secuencias alternantes de pelitas y yesos. Estas rocas fueron depositadas durante una transgresión marina de edad miocena media (transgresión paranaense, Ramos y Alonso, 1995), principalmente en lagos costeros sujetos a sucesivos eventos de expansión y contracción que originaron los diferentes tipos de ciclos descritos. En particular, el hallazgo de material palinológico en este intervalo permite efectuar algunas precisiones sobre las características paleoclimáticas y ambientales. En primer lugar, el dominio de cyperáceas y efedráceas, el desarrollo de gramíneas, compuestas, malváceas, anacardiáceas, chenopodiáceas y symlocáceas, junto a la escasa representación de podocarpáceas y fagáceas (véase ítem *Edad y correlación*), sugieren el desarrollo de comunidades abiertas, herbáceas y arbustivas, relacionados a los lagos, donde se habrían desarrollado diferentes tipos de algas. Así, miembros de las cyperáceas y chenopodiáceas, han sido citados con frecuencia como vegetación costera (Mildenhall y Pocknall, 1989) y, por otro lado, es interesante la escasa representación de elementos arbóreos, lo que apoya el carácter efímero postulado para los cuerpos de agua.

Por su parte a partir de la megaflora obtenida de la sección 5, se puede puntualizar que la misma muestra una estrecha afinidad morfológica con angiospermas monocotiledoneas actuales, que viven hábitat lacustres o palustres (Butomaceae o Hydrocharitaceae), lo que es también coherente con el crecimiento en poblaciones monoespecíficas. Por otra parte el escaso deterioro exhibido por las hojas, sugiere un mínimo transporte fluvial. De todo esto se puede indicar que esta flora fósil está representando la comunidad de las proximidades de los cuerpos de agua.

Desde el punto de vista paleoclimático, la asociación palinológica encontrada en la etapa 5, sugiere condiciones ambientales cálidas y relativamente áridas. En este

sentido la presencia de especies tropicales como *Senipites patagonica* (Symplocaceae), *Margocolporites vanwijhei* (próxima al género actual *Caesalpinea*) y *Retitricolporites cienaguensis* (de afinidad botánica desconocida, pero común en asociaciones fósiles de regiones tropicales), indica condiciones templado-cálidas a cálidas. Por otra parte, es destacable la abundancia de elementos xerofíticos, como *Equisetosporites* spp. (Ephedraceae), *Chenopodipollis chenopodiaceoides* (Chenopodiaceae) y *Striatricolporites* spp. (Anacardiaceae), junto a la pobre representación de helechos y elementos de bosque sugieren condiciones de baja humedad ambiental. Esta idea es también apoyada por la abundancia de *Botryococcus braunii*, elemento bien adaptado a cuerpos de agua someros en áreas donde las precipitaciones son escasas (Guy-Ohlson, 1992).

También se debe destacar la presencia, aunque muy escasa, de dinoflagelados (*Spiniferites* sp.). Estos elementos, indicadores de aguas salobres (marinos), nos estarían sugiriendo la existencia de un ambiente marino próximo al área donde se habrían depositado esta secuencia y que por momentos habrían estado vinculados.

En síntesis, la evolución de los ambientes sedimentarios de la Formación La Ollita, parece indicar que la misma fue depositada bajo condiciones sintectónicas, en donde las etapas 1 y 2 (fluviales) corresponderían a la apertura y profundización de la cuenca neógena. Durante la etapa 4, es además destacable la existencia de volcanismo activo. Finalmente, la etapa 5 señala la existencia de una transgresión marina, que habría estado vinculada con la formación generalizada de cuerpos lacustres efímeros en un régimen climático cálido y semiárido.

b. Formación Cerro Las Tórtolas (Maksaev *et al.*, 1984)

Coladas de andesitas, traquitas y dacitas, junto a tobas, ignimbritas y domos riolíticos y riodacíticos (10a), en parte alterados (10b)

Pertenecen a esta unidad coladas andesíticas, traquíticas y dacíticas junto a abundantes tobas, ignimbritas de composición ácida, brechas y aglomerados volcánicos y, en forma local, domos riolíticos y riodacíticos. En parte fuertemente alteradas.

Antecedentes

Es reciente la inclusión de las rocas aquí tratadas en una unidad independiente, dentro de las potentes secuencias efusivas que se desarrollaron en la Cordillera a partir del Eoceno. En el valle del Cura, hasta mediados de la década del '80, se las incluía junto con el Grupo Doña Ana o, en forma indiscriminada bajo las denominaciones de Serie Volcánica terciaria o Volcanitas Terciarias; sin establecer mayores diferencias o subdivisiones.

De esta forma, Groeber (1949) fue el primero en considerar la existencia de importantes espesores de volcanitas terciarias en esta región hacia el límite internacional con Chile, refiriéndose a las mismas como Andesita terciarias de edad miocena media. Estas rocas incluían además aquéllas, aquí referidas al Grupo Doña Ana.

Posteriormente, este mismo autor (Groeber, 1951) se refirió específicamente a las volcanitas terciarias que afloran entre el paso de La Deidad y el cerro de Las Tórtolas, dividiéndolas a las mismas en dos unidades mayores: 1) tobas de liparitas ("huincanlítése?") y 2) mantos de andesitas ("huincanlítése? o palaocolítése?").

En el mapa de T.E.A. (1968), este volcanismo fue incluido en forma amplia en la Serie Volcánica de edad terciaria, formado por riolitas, dacitas y andesitas, y considerado como más moderno que la mayor parte de las unidades sedimentarias terciarias de la región (Formaciones Río La Sal, Tobas Valle del Cura y La Ollita).

La definición, distribución regional y análisis de la edad que presentan estas rocas, en el sector chileno se debe a Makshev *et al.* (1984). Los citados autores, propusieron la denominación de Formación Cerro Las Tórtolas, para incluir a un conjunto de andesitas, tobas y aglomerados volcánicos, que forman las mayores alturas de la Cordillera del Límite. Por otro lado, en el mencionado trabajo se efectúan consideraciones acerca de las características geoquímicas de la unidad y su relación con las zonas de alteración presentes en el área.

Ramos *et al.* (1987, 1990), en su estudio geológico del volcán Las Tórtolas, reconocieron esta unidad en el sector argentino, aportando nuevos datos acerca de su composición y extensión regional. En un informe posterior, Ramos y Sacomani (1987)

prolongaron la extensión de los afloramientos hacia el norte hasta el área de Veladero Sur, donde reconocieron, además de la existencia de intrusivos subvolcánicos, los principales tipos de alteración presentes en el sector.

El potencial exploratorio, en la prospección minera, de las efusivas terciarias en la región de valle del Cura (incluyendo a la Formación Cerro Las Tórtolas) ha sido analizado en varias contribuciones (Petrelli, 1985; Cardó y Martos, 1988a-b; Martínez *et al.*, 1993; Jones, 1995; Jones *et al.*, 1996).

Distintos aspectos acerca de la geoquímica de la Formación Cerro Las Tórtolas y en particular sus diferencias composicionales con las Formaciones Doña Ana y Vallecito, fueron brindados en los trabajos de Kay *et al.* (1987, 1988).

Nullo y Marín (1992) se refirieron a estas rocas en su estudio geológico en las quebradas de Sal y La Ortiga, aportando datos acerca de distribución regional y ubicación estratigráfica.

Diversas consideraciones sobre la geoquímica y petrología de la unidad en la región del río Las Taguas y en Despoblados, fueron efectuadas por Godeas *et al.* (1993) y Otamendi *et al.* (1994). Los primeros autores describieron la existencia de andesitas anfibólica-piroxénicas, ignimbritas riolíticas hasta dacíticas, tobas y brechas volcánicas.

Distribución y litología

Los importantes afloramientos de la Formación Cerro Las Tórtolas está, restringidos a la porción occidental de la Hoja Geológica. Desde el punto de vista composicional la unidad está integrada por coladas andesíticas, dacíticas y, en menor proporción, traquiandesíticas; las rocas son en general de colores oscuros, aunque cuando se presentan alteradas pueden exhibir color gris claro, verdoso y hasta pardo. Acompañan a estas volcanitas una importante proporción de tobas e ignimbritas, en su mayor parte de composición ácida (riodacítica y dacítica), potentes niveles de brechas volcánicas (en general andesíticas) y algunos aglomerados volcánicos.

Desde el punto de vista descriptivo son diferenciadas dos fajas principales de afloramientos correspondientes a bloques separados por importantes lineamientos estructurales.

El bloque oriental, está limitado hacia el este por un importante lineamiento correspondiente a la continuación austral de la falla de San Crespín y lo coloca, en la Cordillera de La Brea, en contacto tectónico con las volcanitas pérmico-triásicas del Grupo Choiyoi. El límite occidental de este bloque está dado por otro importante elemento estructural, que iniciándose en el arroyo Veladero continua hasta las juntas de Las Taguas.

Los afloramientos de la quebrada de La Ortiga muestran una importante faja de alteración, donde las rocas terciarias aparecen en forma frecuente argilitizadas, silicificadas y, en forma local, propilitizadas.

Hacia el sur la unidad aflora en el cerro Chivato y al este del portezuelo de Los Despoblados, donde está compuesta en su mayor parte por andesitas y dacitas. Las andesitas son, en esta área, de color pardo violáceo, con frecuente estructura bandeada originada por la existencia de zonas más oscuras (de escala milimétrica) en la que se observa una mayor concentración de minerales máficos. La textura, es por regla general, porfírica, con relación fenocristales/pasta entre 20 y 40 %. Al microscopio, la mayor parte de las andesitas están formados por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxenos distribuidos en una pasta intersertal de grano fino.

Los fenocristales de plagioclasa llegan a tener hasta 5 mm de longitud, aunque en promedio no superan el milímetro, tiene habito tabular y marcada zonalidad oscilatoria. Los cristales muestran reemplazos parciales en forma de parches de albita, mineral que se introduce a través de fisuras, unos pocos individuos (en general los de mayor tamaño) presentan inhomogeneidades composicionales, en las partes centrales de los cristales, observándose además textura en *sieve*.

El clinopiroxeno aparece en cristales pequeños de hasta 0,3 mm de largo, de habito prismático corto, muestra formas anhedrales y maclado polisintético. En algunos casos se aprecia la formación de una delgada corona, compuesta por un mineral de similares características ópticas, posiblemente otro piroxeno. En forma local aparecen concentraciones de opacos y clinopiroxenos resultantes del reemplazo de un mineral máfico primario, quizás un anfíbol.

La pasta, de casi todas las andesitas examinadas, presenta importantes cantidades de vidrio (en parte desvitrificado), estando además constituida por microlitos

de plagioclasa, feldespato alcalino, clinopiroxeno, minerales opacos y, en cantidades menores e intersticialmente, tridimita y material secundario (arcilla y óxidos y de hierro).

Siempre dentro del bloque oriental, en la zona de los baños de Los Despoblados, son frecuentes las tobas de color gris blanquecino hasta rosado, las que muestran composición dacítica, se encuentran con moderada a elevada alteración y, en ocasiones, resultan deleznable. Junto a estas aparecen (*muestra CZ106 =ZN 38 y CZ107 =ZN 39*) algunos pórfiros andesíticos y andesitas con textura seriada y abundante proporción de fenocristales (figura 39).



Figura 39. Microfotografía mostrando una andesita con textura seriada perteneciente a los afloramientos aledaños al área de Los Despoblados de la Formación Cerro Las Tórtolas.

Hacia el sur, en las nacientes del arroyo de Los Bañitos y en la cordillera de Zancarrón, dominan las volcanitas de composición andesítica y dacítica, junto a algunas ignimbritas de composición riolítica y dacítica. Las andesitas son de color gris oscuro, muestran baja a moderada alteración y características petrográficas similares a las anteriormente descritas. En lo que respecta a las ignimbritas, son rocas de color gris

morado hasta rojizo, de grano fino y, en ocasiones, estructura fluidal (figura 40). Megascópicamente se observan abundantes fragmentos pumíceos y líticos subangulosos (más del 30%), lo que le a menudo le confiere a la roca aspecto brechoso. La textura de la roca es porfiroclástica en la que se reconocen fenocristales y fragmentos de cristales de feldespatos, cuarzo y minerales opacos distribuidos en una pasta de grano fino.

Observados al microscopio la plagioclasa es la más abundante, los individuos tienen hábito tabular, se encuentran cribados y con fracturas rellenas por carbonatos; son comunes las inclusiones de cuarzo y están parcialmente alterados a sericita y material arcilloso. El feldespato potásico sigue en abundancia, se trata de sanidina, en fenocristales de formas subhedrales y menor tamaño que la plagioclasa, aparecen en parte fracturados o con efectos de resorción que origina bordes difusos. Fenoclastos de cuarzo se observan en proporción subordinada.

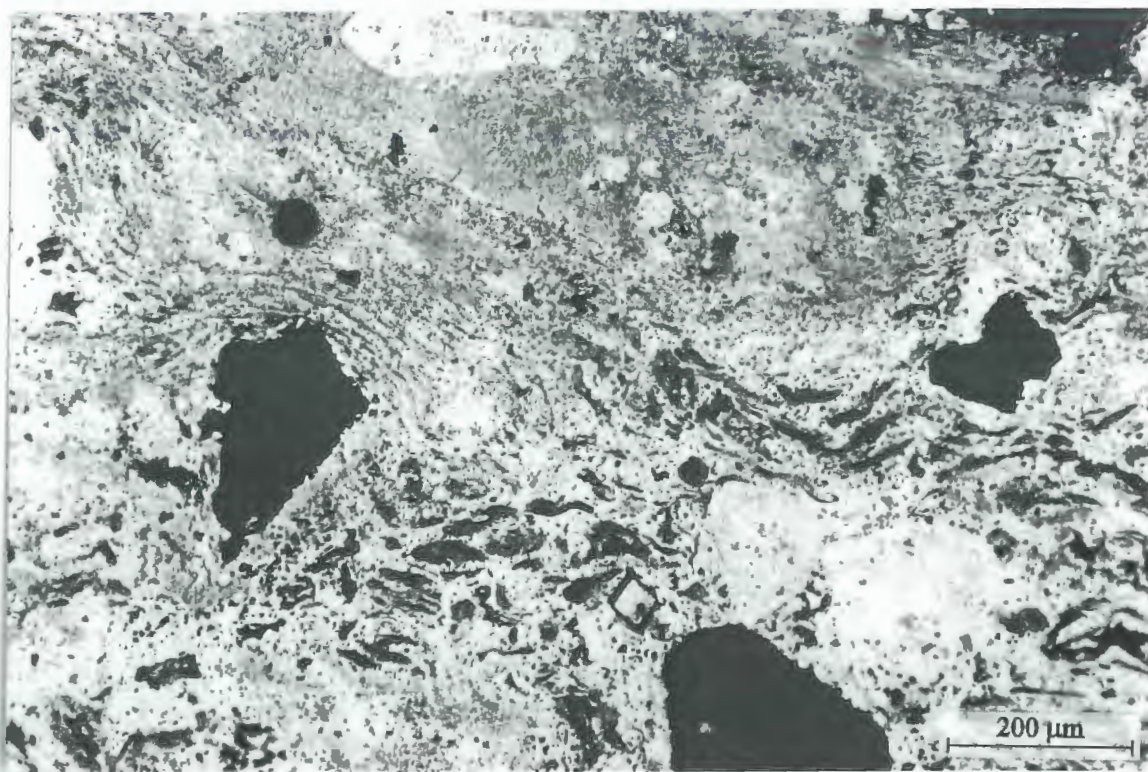


Figura 40. Microfotografía de una ignimbrita, mayormente vítreo, de la Formación Cerro Las Tórtolas, mostrando fluidalidad en parte debido a compactación (pseudofluidalidad).

Entre los máficos el principal es la biotita, que aparece en láminas oxidadas y desnaturalizadas. Como accesorios son comunes los minerales opacos, la apatita y el

zircón. La pasta está formada por trizas vítreas parcialmente deformadas y desvitrificadas originando texturas esferulíticas y axiolíticas.

Un comentario especial merecen los fragmentos líticos que ocupan un volumen significativo de algunas ignimbritas (en ocasiones gradando a ignimbritas brechosas y verdaderas brechas). Este tipo de fragmentos presenta diámetros máximos de hasta 40 mm, presenta casi invariablemente formas subangulosas y en ocasiones aparecen “cocinados” en sus bordes. Desde el punto de vista composicional pueden ser reconocidos dos principales grupos, líticos correspondientes a volcanitas ácidas y mesosilícicas (con texturas porfíricas y de colores claros hasta pardo rojizo) y líticos de pumicitas o ignimbritas formadas previamente al flujo piroclástico que las engloba.

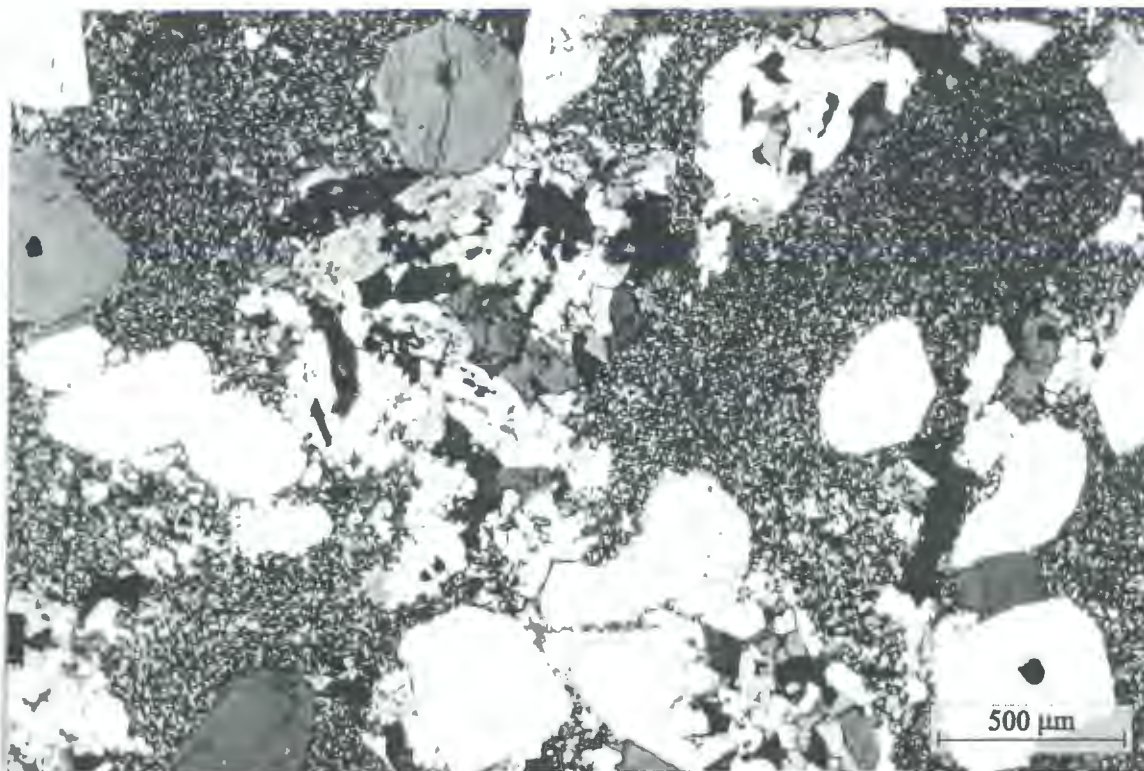


Figura 41. Microfotografía de dacita parcialmente mineralizada de la Formación Cerro Las Tórtolas.

El bloque occidental se extiende hasta el límite con Chile. Sus afloramientos se encuentran por regla general muy alterados, siendo muy importante la participación de andesitas, dacitas y brechas andesíticas de color gris oscuro, junto a ignimbritas y tobas

fuertemente soldadas. Las primeras, de color gris oscuro, muestran frecuente textura porfírica con porcentaje de fenocristales que varía entre un 20 y 35 %.

En lo que respecta a las dacitas, son de color pardo claro, muestran textura microporfírica con fenocristales euhedrales de cuarzo, plagioclasa y, en cantidades subordinadas, biotita, anfíbol, minerales opacos y feldespato alcalino distribuidos en una pasta felsítica de grano fino (figura 41). La relación fenocristales/pasta es del 15 %.

Los fenocristales de plagioclasa tienen formas tabulares de hasta 4 mm, son de composición oligoclasa-andesina y muestran con zonalidad directa y oscilatoria, y en algunos individuos se observa un reborde sódico. En general aparecen frescos, unos pocos individuos tienen albita secundaria en grietas y/o inclusiones de apatita y opacos. El cuarzo es subordinado en tamaño y cantidad y muestra efectos de corrosión por la pasta. La biotita y el anfíbol constituyen cristales idiomorfos parcial a totalmente oxidados. Se observan cristales subidiomorfos y granos alotriomorfos de minerales opacos a los que se asocian cristales pequeños de apatita coloreada. El feldespato alcalino es escaso, se observa un glomérulo de cristales anhedrales de hasta 0,8 mm de largo el de mayor longitud, donde se encuentran cribados con parches de distinta composición e inclusiones de minerales opacos. La pasta es de grano fino y está constituida por cuarzo y feldespato levemente argilitizado.

Cuando el grado de alteración es extremo, la distinción entre las volcanitas de la Formación Cerro Las Tórtolas y del Grupo Doña Ana, es problemática, y en muchos casos sólo puede establecerse en función de las diferencias geoquímicas que existen entre ambas unidades (ver ítem *Aspectos geoquímicos de las unidades volcánicas*). Como quiera que sea, las fajas de alteración pertenecientes a esta unidad incluyen: 1) silicificación, 2) argilitización y 3) propilitización.

Edad y correlación

La edad de la Formación Cerro Las Tórtolas, ha sido en un principio establecida sobre la base de un conjunto de dataciones realizadas en Chile por Makshev *et al.* (1984). Los valores obtenidos quedan comprendido entre 11 y 16,6 Ma (véase cuadro 7), siendo por lo tanto referida al Mioceno Inferior-Mioceno Medio.

Ramos *et al.* (1990) presentaron dos edades absolutas para las rocas de la Formación Cerro Las Tórtolas: 12,8 \pm 0,4 Ma y 9,1 \pm 0,5 Ma. La primera queda comprendida dentro del ciclo volcánico del Cerro Las Tórtolas, de acuerdo a las dataciones de Maksaev *et al.* (1984). La segunda edad resulta más moderna y de acuerdo a lo señalado por Malizia (1997a) en la Hoja Portezuelo de Conconta, correspondería a los Andesitas Mio-Pliocenas.

Martin y Clavero (1995a-b) y Martin *et al.* (en prensa), obtuvieron en la Cordillera del Límite nuevas dataciones para la unidad, comprendidas entre los 18,2 \pm 1,2 y 13,3 \pm 1,1 Ma.

| Autor | Cantidad de muestras | Rango de dataciones (Ma) | Edad |
|-----------------------------------|----------------------|---------------------------------|------------------------|
| Maksaev <i>et al.</i> , 1985+ | 5 | 16,6 \pm 0,7 - 11,0 \pm 5,0 | Mioceno Medio |
| Ramos <i>et al.</i> , 1990 | 2 | 12,8 \pm 0,4 - *9,1 \pm 0,5 | Mioceno Medio-Superior |
| Martin y Clavero, 1995ab+ | 18 | 18,2 \pm 0,6 - 13,3 \pm 1,1 | Mioceno Inferior-Medio |
| Martin y Clavero, 1995b | 2 | 14,3 \pm 0,5 - 14,1 \pm 1,4 | Mioceno Medio |
| Martin <i>et al.</i> , en prensa+ | 34 | 18,2 \pm 1,2 - 13,3 \pm 1,1 | Mioceno Inferior-Medio |
| Esta Hoja Geológica | 9 | 16,0 \pm 0,5 - 12,0 \pm 1,0 | Mioceno Medio |

Cuadro 7. Síntesis de la edades absolutas obtenida para la Formación Cerro Las Tórtolas. +: datos correspondientes a territorio chileno; *: aquí asignada a los Andesitas Mio-Pliocenas.

Durante la realización de esta Hoja Geológica fueron obtenidas ocho nuevas dataciones radimétricas (cuadros 7 y 8), correspondientes al área de la Cordillera de Agua Negra, volcán Las Tórtolas y Cordillera del Zancarrón. Los valores obtenidos confirman la existencia del ciclo magmático Cerro Las Tórtolas en la Argentina y muestra valores que son consistentes con los antes discutidos, los que varían entre 20 \pm 1 y 12 \pm 1 Ma. En este sentido debe aclararse que se ha excluido una datación de 9,8 \pm 3 Ma, la que se considera una edad mínima, por tratarse de una muestra sumamente alterada perteneciente al yacimiento El Carmen.

En síntesis, sobre la base de la información brindada se refiere la unidad al intervalo Mioceno Inferior-Mioceno Medio.

c. Formación Tambo (Martin *et al.*, en prensa)

Pórfitos riolíticos, ignimbritas y brechas (11)

Se incluyen aquí bajo esta denominación a un conjunto de riolitas, ignimbritas, tobas y brechas que afloran en posición subhorizontal en el extremo noroeste de la Hoja Geológica.

Antecedentes

Debido, probablemente, al escaso desarrollo regional que muestran estas rocas y a su estrecha relación espacial con otras unidades volcánicas de edad terciaria, estas rocas han sido, en trabajos previos, incluidas en el Grupo Doña Ana o en otras unidades volcánicas de edad terciaria. Así, en el mapa de T..E.A. (1968), fueron referidas a su Serie Volcánica terciaria y a la Formación de Tobas, Brechas y Conglomerados.

Martin y Clavero (1995a) identificaron a la continuación en el territorio chileno del conjunto aquí estudiado como Formación Vacas Heladas, correlacionándola por lo tanto con la secuencia ignimbrítica descrita por Ramos *et al.* (1987, 1990). Esta unidad fue caracterizada como incluyendo domos volcánicos, coladas andesíticas a dacíticas, brechas laharicas y tobas riodacíticas, que muestran alteración en forma localizada. Además brindan 15 nuevas edades K/Ar que permiten referirlas al intervalo fines del Mioceno Medio-principio del Mioceno Tardío. Hay que mencionar que previamente estos afloramientos caracterizados por Martin y Clavero (1995), fueron asignadas a la Formación Cerro Las Tórtolas (ver Maksaeve *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 1988; Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1990).

Jones *et al.* (1996) se refirieron a las rocas en cuestión que afloran en el área del Proyecto Minero Veladero Norte, incluyéndolas dentro del Grupo Doña Ana, aunque destacando su posición subhorizontal.

Por último y en forma reciente, Martin *et al.* (en prensa) propusieron la denominación de Formación Tambo para referirse a volcanitas, de naturaleza ácida hasta mesosilícica, que conforman extensos afloramientos en el área del yacimiento de

Tambo en Chile. Además, brindan 15 nuevas dataciones con un rango que va desde 9,7 \pm 0,5 hasta 12,8 \pm 0,7 Ma.

De acuerdo a la información presentada por Martin y Clavero (1995a) y Martin *et al.* (en prensa), las ignimbritas de la Formación Tambo (=Vacas Heladas de los primeros) tienen edades comprendidas entre 9,7 \pm 0,5 y 12,8 \pm 0,7 Ma, y por lo tanto resultan más antiguas que la Ignimbrita Vacas Heladas (5,9-6,0 Ma) en el sentido de Ramos *et al.* (1987). Lo dicho lleva, en nuestra opinión, a no correlacionar ambas unidades volcánicas y resulta más conveniente seguir el criterio de Martin *et al.* (en prensa), quienes reconocen a estas rocas como una unidad independiente.

Distribución y litología

Conforman esta unidad un conjunto de ignimbritas, flujos riolíticos-riodacíticos, tobas y brechas, que se disponen en posición subhorizontal cubriendo a las Formaciones Cerro Las Tórtolas, Tilito y Escabroso.

Los mejores afloramientos se presentan al norte del río Potrerillo y al oeste del ex-Campamento Minero Aguilar, sobre el límite argentino-chileno.

En el área del río Potrerillo, la secuencia se inicia con una brecha fuertemente silicificada, la que en realidad guarda una posición estratigráfica incierta pues puede corresponder tanto a la base de esta unidad como al techo de la Formación Cerro Las Tórtolas. Por encima se disponen, en posición subhorizontal, coladas de ignimbritas, niveles de brechas piroclásticas y volcanoclásticas y riolitas, en ocasiones muy silicificadas (figura 42). Estas últimas, son rocas de color pardo claro a morado, con estructura brechosa formada por fragmentos de volcanitas y en forma subordinada fenocristales y fragmentos de cristales distribuidos en una pasta de grano fino. Los fragmentos líticos son de formas variadas, desde irregulares a lensoides, siendo estas últimas las que predominan y dan en sectores un aspecto groseramente fluidal. El tamaño de los fragmentos es varía de milímetros a centímetros y están constituidos por volcanitas ácidas. Muestran texturas porfíricas o porfiroclásticas con fenocristales de feldespatos y cuarzo. La pasta de estos fragmentos está desvitrificada y suele ser esferulítica, felsítica, granofírica o formada por trizas las que evidencian un origen

piroclástico. Son escasos los fragmentos que contienen anfíbol, éste aparece reemplazado por cloritas, grumos de opacos y parches de carbonato.

Los fenocristales o fenoclastos que se reconocen en la roca son de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino en cantidad subordinada. Los feldespatos se observan en cristales de hasta 2 mm, algo argilitizado, en ocasiones con escamas de sericita o carbonato asociado. El cuarzo forma comúnmente bipirámides con fuertes evidencias de corrosión por la pasta con bordes redondeados y engolfamientos. Se asocian diminutos cristales euhedrales de apatita.

El material que constituye la matriz de la roca es piroclástico de grano fino, se encuentra desvitrificado y parcialmente argilitizado. Está compuesto por material de grano fino y trizas deformadas. Se observa desarrollo de esferulitas y texturas axiolíticas remarcadas por argilitización.

Otro conjunto de afloramiento se presenta en el rincón noroeste de la Hoja Geológica (el que guarda continuidad en territorio chileno con la Formación Tambo, Nasi *et al.*, 1990, Martín y Clavero, 1995a, Martín *et al.*, en prensa).

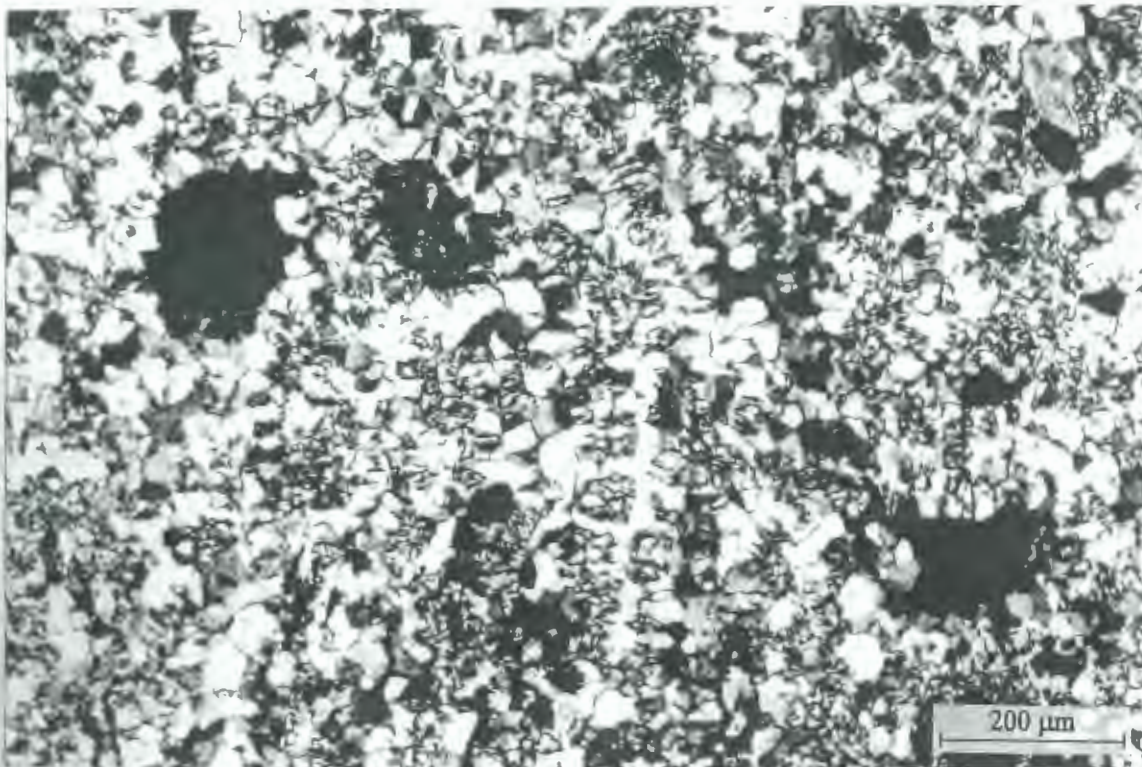


Figura 42. Microfotografía de una ignimbrita intensamente silicificada correspondiente a la Formación Tambo en los afloramientos del área río Potrerillos.

Los afloramientos considerados presentan similares características litológicas a los ubicados al norte del río Potrerillo, aunque en ésta área son algo más frecuentes las brechas andesíticas, las coladas de idéntica composición y los aglomerados volcánicos.

Edad y correlación

En territorio argentino no existen mayores precisiones acerca de la edad de estas rocas. Su antigüedad es aquí deducida a partir de sus relaciones estratigráficas y disposición estructural. En este sentido, las ignimbritas y brechas que integran la Formación Tambo cubren en discordancia a la Formación Cerro Las Tórtolas, de edad miocena media. Lo dicho, sumado a la disposición horizontal o subhorizontal que guardan estas rocas, sugieren una que la edad de la unidad no es más antigua que el Mioceno Medio.

En territorio chileno Martin *et al.* (en prensa) obtuvieron edades radiométricas K Ar, comprendidas entre los 9,7 y 12,8 Ma (véase también Nasi *et al.*, 1990; Martin y Clavero, 1995a).

De acuerdo a las dataciones señaladas y a las relaciones estratigráficas observadas referimos a los afloramientos aquí descritos a fines del Mioceno Medio principio del Mioceno Tardío.

En lo que corresponde a su correlaciones con unidades similares de áreas cercanas se destaca la similitud litológica y estructural que guarda con la Pórfidos e Ignimbritas Jagüelito descrita por Malizia (1997a), en el tramo medio del valle del Cura. Por otro lado, es interesante destacar que estas rocas han sido consideradas en territorio chileno como relacionadas a la alteración y mineralización aurífera en el área de los yacimientos Tambo-Indio (Martin y Clavero, 1995a; Clavero *et al.*, en prensa).

2.4.2.3. Mioceno-Plioceno

a. Andesitas Mio-Pliocenas

Andesitas y basandesitas que conforman coladas y remanentes de calderas volcánicas

(12)

Se incluyen bajo esta denominación un conjunto de rocas basálticas y andesíticas, de edad miocena tardía y probablemente pliocena temprana, que afloran en forma discontinua en las proximidades del límite internacional argentino-chileno.

Antecedentes

Las rocas incluidas en esta unidad fueron citadas por Groeber (1951) en el área de los volcanes Tórtolas y Vacas Heladas, e incluidas bajo la denominación de “andesitas básicas tilhuelitensis”. El citado autor distinguió, de esta manera, a estos basaltos de las rocas más ácidas infrayacentes (hoy Formación Cerro Las Tórtolas) a las que correlacionó con el Choiyolitense.

En el mapa de fotointerpretación de T.E.A. (1968), estas andesitas y basaltos fueron agrupadas, junto con la mayor parte del volcanismo neógeno (aquí Formaciones Tilito, Escabroso y Cerro Las Tórtolas), en una única unidad denominada Serie Volcánica terciaria.

Aparicio (1975, 1984), se refirió en forma breve a las rocas aquí tratadas y las incluyó en la Formación Basáltica Olivares (Terciario-Cuaternario), la que se halla integrada por basaltos, brechas, conglomerados y tobas estratificadas varicolores.

El problema de la correlación de las rocas aquí tratadas con las que afloran en la Cordillera de Olivares fue también tratado por Bastías (1991), quién propuso correlacionar la Formación Cerro Las Tórtolas (*s.l.*, esto es incluyendo los niveles basálticos aquí tratados) con la Formación Barrancas de Olivares.

Pocos kilómetros al sur del área de la presente Hoja, Ramos *et al.* (1987, 1990) realizaron un detallado estudio de la zona del volcán Tórtolas. Los citados autores reconocieron en la unidad dos secciones; la inferior, formada por andesitas y dacitas, y la superior, de composición predominantemente andesítica. En esta Hoja Geológica se sigue, en parte, el criterio de Ramos *et al.* (1990), al reconocer dos unidades mapeables de volcanitas miocenas, sin embargo, sólo consideramos equivalente a la Formación Cerro Las Tórtolas (Maksaev *et al.*, 1984) a la “sección inferior”, mientras que la

“superior”, de naturaleza más básica, la reconocemos como una unidad independiente aquí nominada Andesitas Mio-Pliocenas (véase Malizia, 1997a).

Distribución y litología

Las rocas en cuestión, tienen muy escasos afloramientos, limitados a la parte occidental de la Hoja Geológica. Se trata de andesitas y basaltos expuestos en forma discontinua en la parte occidental de la Cordillera del Zancarrón, donde alcanza un espesor de unos 90 m, acuniándose rápidamente hacia el este. En este lugar afloran andesitas, de color oscuro, macizas y, en forma local, con disyunción lajosa y textura microporfírica, las que cubre en discordancia a las rocas de la Formación Cerro Las Tórtolas.



Figura 43. Microfotografía mostrando el aspecto de un basalto incluido en la unidad Andesitas Mio-Pliocenas, proveniente de la margen derecha del arroyo del Zancarrón. Obsérvese la textura subofítica en la que participan microlitos de plagioclasa incluidos en un clinopiroxeno y el bajo grado de alteración que muestra la roca.

Otro reducido afloramiento de esta unidad se observa en la margen derecha del arroyo del Zancarrón, donde aparece cubierto por la Formación Cerro Las Tórtolas. Se trata de basaltos de color gris oscuro densos, frescos, textura porfirica fina, aspecto homogéneo y una relación fenocristales/pasta de del 30 %. Al microscopio (figura 43) está constituida por fenocristales de plagioclasa, piroxeno, olivina y minerales opacos en orden de abundancia.

La olivina se presenta en cristales euhedrales a subhedrales. Se encuentran casi en su totalidad reemplazados por minerales secundarios principalmente mallas de serpentina y arcillas de coloración verdosa que dejan islotes de mineral fresco en las partes centrales.

El piroxeno se observa en prismas subhedrales a anhedrales los que forman texturas ofíticas a subofíticas con la plagioclasa, esta textura confiere al piroxeno un aspecto recortado. Son cristales de clinopiroxeno incoloro a ligeramente verdoso (augita).



Figura 44. Microfotografía de un basalto de la unidad Andesitas Mio-Pliocenas (proveniente de la margen derecha del arroyo del Zancarrón), mostrando microlitos de plagioclasa incluidos en un ortopiroxeno y fenocristales de un mineral máfico muy alterado (olivina?).

La plagioclasa, el mineral más abundante, aparece en prismas tabulares euhedrales con macla polisintética. Los cristales son levemente zonales con zonalidad directa, algunos cristales tienen un reborde sódico. Los fenocristales mayores pueden estar cribados con inclusiones de piroxeno minerales opacos, material de la pasta o bien estar reemplazados por plagioclasa de distinta composición, generalmente más sódica. Los cristales de minerales opacos se encuentran distribuidos por toda la roca en forma aleatoria y son de formas euhedrales a subhedrales.

| MUESTRA | LITOLOGÍA | UBICACIÓN | | DATA- CIÓN (Ma) | EDAD |
|---------------------------------------|--------------------|-------------|--------------|--------------------|--------------------------|
| | | lat. S | long. W | | |
| <i>Grupo Choiyoi</i> | | | | | |
| PAN9 | Pórfido riolítico | 30° 14' 31" | -69° 49' 15" | 287 ± 15 | Pérmico Temprano |
| PAN42 | Riolita | 30° 12' 03" | -69° 48' 34" | 315 ± 15* | Carbonífero Tardío |
| PC44 | Toba riolítica | 29° 41' 05" | -69° 48' 22" | 333 ± 70 | Carbonífero Temprano |
| PC94 | Riolita | 29° 47' 45" | -69° 53' 33" | 214 ± 11 | Triásico Superior |
| ZN108 | Riolita | 29° 22' 38" | -69° 44' 34" | 203 ± 30 | Jurásico Inferior |
| <i>Formación Tobas Valle del Cura</i> | | | | | |
| PC37 | Andesita | 29° 41' 26" | -69° 41' 42" | 45 ± 2 | Eoceno temprano |
| PC41 | Andesita | 29° 41' 54" | -69° 42' 02" | 44 ± 2 | Eoceno temprano |
| PC89 | Andesita | 29° 47' 39" | -69° 46' 23" | 36 ± 1 | Eoceno tardío |
| CZ85 | Andesita | 29° 36' 40" | -69° 46' 51" | 34 ± 1 | Límite Eoceno-Oligoceno |
| <i>Formación Tilito</i> | | | | | |
| PC47 | Andesita | 29° 47' 30" | -69° 53' 02" | 23 ± 1 | Límite Oligoceno-Mioceno |
| <i>Formación La Ollita</i> | | | | | |
| CZ28 | Andesita | 29° 37' 36" | -69° 38' 53" | 16 ± 1 | Mioceno Medio |
| <i>Formación Cerro Las Tórtolas</i> | | | | | |
| PC73 | Basalto | 29° 48' 39" | -69° 51' 21" | 12 ± 0,1 | Mioceno Medio |
| PC45 | Toba riolítica | 29° 41' 23" | -69° 47' 37" | 15 ± 0,5 | Mioceno Medio |
| PC70 | Andesita | 29° 48' 24" | -69° 49' 08" | 13 ± 3,0 | Mioceno Medio |
| CZ48 | Andesita | 29° 31' 17" | -69° 46' 30" | 15 ± 1,0 | Mioceno Medio |
| CZ45 | Andesita | 29° 47' 45" | -69° 53' 33" | 16 ± 0,5 | Mioceno Medio |
| CZ79 | Andesita | 29° 23' 41" | -69° 54' 15" | 20 ± 1,0 | Mioceno Temprano |
| CZ106 | Andesita | 29° 23' 45" | -69° 45' 24" | 13 ± 1,0 | Mioceno Medio |
| PAN62 | Andesita | 30° 00' 54" | -69° 53' 35" | 16 ± 1,0 | Mioceno Medio |
| PAN2 | Volcanita alterada | 30° 01' 05" | -69° 54' 36" | 9,8 ± 3,0 | Mioceno Tardío |
| <i>Andesitas Mio-Pliocenas</i> | | | | | |
| PC17 | Andesita | 29° 57' 42" | -69° 52' 50" | 4,5 ± 0,1 | Plioceno Temprano |
| CZ52 | Andesita | 29° 35' 38" | -69° 50' 36" | 3,3 ± 0,1 | Plioceno Tardío |

Cuadro 8. Edades K/Ar sobre roca total obtenidas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS). La mayor parte de las dataciones obtenidas para el Grupo Choiyoi deben considerarse edades mínimas teniendo en cuenta el grado de alteración que muestran las rocas.

La pasta de grano fino está constituida por tablillas de plagioclasa, escasos granos de piroxeno (seudomorfos según olivina) y minerales opacos. La roca se encuentra fresca, son escasos los minerales secundarios y están concentrados y asociados a la olivina. En pocos casos se observan concentraciones intersticiales de minerales arcillosos probablemente producto de desvitrificación

Edad y correlación

Consideraciones acerca de la edad de estas rocas sobre la base de dataciones radimétricas han sido efectuadas por Malizia (1977a) en el ámbito de la Hoja Geológica Portezuelo de Conconta. De acuerdo a los datos allí obtenidos la unidad presentaría edad miocena tardía, admitiendo la posibilidad que el volcanismo se halla prolongado hasta el Plioceno Temprano. En este sentido debe destacarse la edad de $3,3 \pm 0,1$ Ma para el basalto aflorante en la margen derecha del arroyo del Zancarrón.

Las relaciones estratigráficas observadas en esta Hoja son consistentes con la antigüedad señalada. De este modo los basaltos y andesitas cubren a la Formación Cerro Las Tórtolas (Mioceno Inferior a Medio; Makshev *et al.*, 1984; Martin y Clavero, 1995a-b; Martin *et al.*, en prensa).

2.4.3. Neógeno-Cuaternario

2.4.3.1. Plioceno-Pleistoceno

a. Formación Los Bañitos (Malizia, 1997a)

Conglomerados, brechas y areniscas, muy escasos bancos de tobas y pelitas, sumamente friables y poco diagenizada (13)

Corresponden a esta unidad conglomerados, brechas, areniscas y muy escasos bancos de tobas y pelitas, sumamente friables y poco diagenizadas, que cubren en posición horizontal o ligeramente inclinada a las unidades descriptas en forma previa.

Antecedentes

Groeber (1951), fue el primero en destacar la presencia de estas rocas en oportunidad del levantamiento de su Hoja Las Tórtolas, al describirlas por encima de los "sedimentos multicolores" aquí incluidos en la Formación Tobas Valle del Cura. Este autor destacó la posición horizontal o subhorizontal que guardaban los estratos, considerando a la secuencia de edad pliocena.

En los escasos trabajos posteriores que involucran a las sedimentitas aquí tratadas, fueron mapeadas junto con los sedimentos cuaternarios aluviales o bien dentro de la Formación Tobas Valle del Cura (T.E.A., 1968; Aparicio, 1975). Sin embargo, y como se verá luego, su reconocimiento es importante para la reconstrucción de la historia geológica del área y la interpretación de la evolución morfoestructural del valle del Cura en relación a los movimientos Ándicos.

Por su parte Wetten *et al.* (1954) describieron espesas camadas de conglomerados, correspondiente a la unidad aquí tratada, que se apoyan en discordancia sobre las sedimentitas terciarias, con una actitud subhorizontal. Los citados autores refirieron al conjunto al Cuartario basal (Prevalimanca).

De la distribución de los afloramientos marcados en el mapa de T.E.A. (1968) se deduce que las rocas aquí tratadas fueron anexadas y mapeadas junto a los sedimentos fluvio-glaciales de la región, considerándolos por lo tanto cuaternarios y post-glaciales.

Nulló y Marín (1992) se refirieron, en forma muy sintética, a rocas que muy probablemente, equivalen a las tratadas en este capítulo, llamándolas "depósitos de conglomerados rojos", los que afloran al este de las quebradas de La Sal y La Ortiga.

Ramos (1995a) describe, en el área correspondiente a la zona oeste de esta Hoja aunque sin detallar su distribución, la presencia de areniscas conglomerádicas y conglomerados rojizos poco cementados que descansan en forma discordante sobre sedimentitas terciarias, que asignó al Plioceno-Pleistoceno.

En la presente Hoja se consideran a las rocas en cuestión como una unidad independiente, anterior a los depósitos fluvio-glaciales del Pleistoceno y sincrónica con los últimos movimientos ándicos que modelaron la actual geografía del valle del Cura.

Distribución y litología

Esta unidad presenta afloramientos aislados en la parte más septentrional de la Cordillera de La Brea, sobre la margen derecha del tramo inferior del río del Valle del Cura, y al norte y sur de la confluencia de los arroyos del Zancarrón y Gollete.

En el norte de la Cordillera de La Brea conforma dos fajas separadas. La ubicada más al norte se encuentra dislocada cubriendo en discordancia a las Formaciones La Ollita y Tobas Valle del Cura. Sólo puede accederse trabajosamente a esta faja de afloramientos, siguiendo la quebrada de La Puna, hasta sus nacientes. La faja ubicada al sur, próxima a la cota de 4800 m s.n.m., es todavía de más difícil acceso y cubre en forma discordante a la Formación Tobas Valle del Cura, coronando la Cordillera de La Brea en éste sector.

Se trata de ortoconglomerados polimícticos, brechas matriz-sostenidas, areniscas guijarrosas y areniscas gruesas, muy deleznable y de color pardo rojizo hasta gris. Los conglomerados y las brechas se encuentran dominados por clastos de rocas volcánicas, aunque en forma esporádica pueden ser importantes los fragmentos de cuarzo, granito y, menos frecuente, de metamorfitas de bajo grado y feldespatos. La matriz es arenosa, gruesa y de composición lítica. Los bancos resultan lenticulares, a menudo de aspecto caótico, aunque en forma local puede mostrar bien desarrollada estratificación entrecruzada y capas con gradación directa.

Otro conspicuo conjunto de afloramientos se encuentra en los baños del Gollete (figura 45), allí, la unidad con un espesor mínimo de 70 m incluye gruesos bancos de areniscas y conglomerados rojos cubiertos por brechas, conglomerados y areniscas de color gris, similares a los descritos con anterioridad.

Presentan similares características litológicas las exposiciones ubicadas sobre la margen derecha del río del Valle del Cura, al norte de la quebrada de la Bajada del Fierro. Sin embargo, en esta localidad son más comunes los conglomerados y areniscas de color gris, acompañados por variables proporciones de brechas.



Figura 45. Vista de los afloramientos de la Formación Los Bañitos mostrando su característica disyunción en tubo de órganos. Tomada en los baños del Gollete.

Por último, en el extremo austral de la Hoja afloran rocas correspondientes a esta unidad, que resultan la continuación meridional de la faja de afloramientos que se inicia al norte del arroyo de Los Bañitos (véase Hoja Geológica Portezuelo de Conconta; Malizia, 1997a). La secuencia aflorante en esta localidad incluye tanto los conglomerados y areniscas rojas, como brechas, areniscas y conglomerados grises de carácter lítico.

Ambiente sedimentario

Los depósitos de la Formación Los Bañitos resultan claramente de origen aluvial, correspondiendo en su mayor parte a depósitos de abanicos aluviales y sistemas entrelazados proximales.

De acuerdo a las observaciones de Malizia (1997a), efectuadas en la Hoja Portezuelo de Conconta, los sistemas de abanicos aluviales descendían tanto de las áreas positivas ubicadas al este como al oeste de la actual Cordillera de La Brea (Cordilleras del Zancarrón y Colangüil, respectivamente). Así, el relleno de la cuenca pliocena puede ser descrito como el resultado de la imbricación de dos sistemas de abanicos aluviales que progradaron en dirección opuesta, quizás sincrónicos con el desarrollo de sistemas fluviales entrelazados axiales.

Siguiendo este modelo podemos considerar a las brechas y conglomerados gruesos como facies proximales y medias del abanico, considerando a los conglomerados mejor organizados y areniscas gruesas estratificadas en bancos lenticulares, como facies fanglomerádicas distales y depósitos de ríos entrelazados.

Por último, es importante destacar que en nuestra opinión estas rocas atestiguan los últimos movimientos ocurridos durante el Ciclo Ándico. Lo dicho se basa en la posición subhorizontal de las capas y en las dislocaciones que suelen mostrar, especialmente en áreas cercanas a los principales lineamientos estructurales.

Edad y correlación

La edad de la Formación Los Bañitos sólo puede ser establecida sobre la base de sus relaciones estratigráficas y disposición estructural. En este sentido, y en el área que ocupa la presente Hoja, cubren en forma discordante a la Formación La Ollita (Mioceno Inferior a Medio) y se dispone en posición horizontal y subhorizontal. Mientras que, hacia el sur, en el ámbito de la Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, la Formación Los Bañitos se apoya en discordancia sobre la Ignimbrita Vacas Heladas (Mioceno Superior).

Por otro lado esta unidad es cubierta en discordancia por los depósitos glaciarios y glacifluviales del Pleistoceno.

De lo expuesto se deduce una antigüedad pliocena a pleistocena temprana para esta unidad.

2.4.4. Cuaternario

2.4.4.1. Pleistoceno

a. Depósitos glaciarios y glacifluviales

Tills (14a). Arenas, gravas y bloques (14b)

Corresponden a esta unidad acumulaciones de sedimentos gruesos producidas durante la glaciación pleistocena. Por el tipo de estratificación y características texturales de los depósitos son diferenciadas dos tipos de acumulaciones: a) tills y b) depósitos glacifluviales estrechamente vinculados al till.

a) Corresponde a depósitos de till, dispuestos en tres áreas principales de afloramiento. La más austral, se ubica en el tramo superior del río de La Brea, en especial en la desembocadura del arroyo del Zancarrón, donde sedimentos gruesos y mal seleccionados se hallan parcialmente cubiertos por limos y arenas recientes.

Al norte de esta localidad, entre el portezuelo de Los Despoblados y los baños homónimos, se encuentran extensas acumulaciones glaciogénicas, las que incluyen algunos bloques aislados de hasta 2 m de diámetro.

Un tercer conjunto se presenta sobre la margen izquierda del arroyo de Las Taguas y a lo largo del arroyo Turbio. Aquí el conjunto incluye depósitos morénicos, compuesto por gravas y bloques, parcialmente erodado por la acción fluvial.

Otras pequeñas exposiciones de morenas erosionadas de manera parcial se encuentran en las nacientes del arroyo del Zancarrón y del río de Las Taguas.

Los depósitos de till hasta aquí descriptos se encuentran localmente afectados por movimientos de remoción en masa, que podrían estar vinculados a los procesos de deglaciación.

b) Estos depósitos consisten de acumulaciones de arenas, gravas y bloques correspondientes a terrazas glacioluviales, al sistema proglacial encauzado y, localmente, a pequeños banicos glacioluviales; todos ellos relacionados con la aluviación producida durante la última glaciación. Gran parte de estos depósitos forman acumulaciones pequeñas que no pueden ser representadas en la escala de mapeo a lo largo de los ríos de Las Taguas y del Gollete. Una excepción lo constituyen las terrazas glacioluviales que se sitúan sobre el río Blanco, aguas arriba de la desembocadura del arroyo del Zancarrón.

b. Depósitos de terrazas

Gravas, arenas y bloques que conforman terrazas fluviales (15)

Se trata de acumulaciones en forma de terrazas, compuestas por gravas, arenas y bloques, que se presentan a lo largo del valle del Cura, en el río Blanco y con menor desarrollo en el río de Las Taguas.

Los sedimentos que forman las terrazas se encuentran poco consolidados y están integrados por bancos de grava y arenas gravosos que incluyen clastos de hasta 0,2 m de diámetro. Cuando las exposiciones lo permiten, es posible observar estratificación entrecruzada bien desarrollada, en especial en los niveles arenosos.

2.4.4.2. Holoceno

a. Depósitos de remoción en masa

Bloques (de hasta varios metros cúbicos), guijones y guijarros (16)

Los depósitos de remoción en masa alcanzan importante desarrollo sobre ambos faldeos de la Cordillera de La Brea y a lo largo del arroyo del Zancarrón y el río Las Taguas. Se trata de brechas y megabrechas muy mal seleccionadas y de aspecto caótico, cuya composición es en general monomítica en función de la litología local. Así por ejemplo los depósitos de remoción que se encuentran en la confluencia del arroyo Salado y del río del Valle del Cura, incluyen bloques de varios metros cúbicos correspondientes a la Formación la Ollita. En este caso los procesos de remoción parecen haberse visto facilitado por la existencia de abundantes bancos de yeso en la unidad.

También las tobas y areniscas tobáceas de la Formación Tobas Valle del Cura, favorecen la formación de este tipo de depósitos debido a su carácter friable.

b. Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados

Gravas, arenas finas a medianas, limos y arcillas subordinadas con rodados dispersos (17)

Se incluyen en esta unidad depósitos correspondientes a taludes, abanicos aluviales y sistemas fluviales que componen la red de drenaje local. Además quedan comprendidos las acumulaciones de origen eólico que no alcanzan un desarrollo suficiente como para ser mapeadas independientemente.

Los depósitos son de variada granometría, en el caso de los taludes predominan las brechas y gravas gruesas, mientras que en los depósitos de planicie aluvial, son más comunes las gravas medianas y finas, arena e incluso limo, este último vinculado a reducidas planicies de inundación fluvial.

En sectores donde la planicie aluvial posee poca pendiente, la presencia de depresiones favorece la acumulación de agua, y entonces suelen hallarse turbales.

3. TECTÓNICA

3.1. Antecedentes

La Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón se emplaza en la porción septentrional de la Cordillera Frontal (Groeber, 1938; Caminos, 1979). Datos publicados sobre la situación estructural de esta región son escasos, la mayoría son de índole regional que involucran a la Cordillera Frontal en el marco del análisis de otras unidades Allmendinger *et al.* (1990), Gosen (1992) y Kozlowsky *et al.* (1993). Estos trabajos plantean, principalmente la geometría del despegue ándico en profundidad.

Un trabajo que focaliza de modo amplio la geología de un sector austral a esta región, con interpretaciones no convencionales corresponde a Rodríguez-Fernández *et al.* (1996), así como también de modo concreto la porción noroeste del mapa es analizada por Marín y Nullo (1989).

3.2. Descripción de la estructura

Esta Hoja Geológica posee una distribución heterogénea de las unidades tectosedimentarias, tal vez la segmentación que podría plantearse es en base a un corte en bisel, desde el vértice noroeste hacia el sudeste. Esta segmentación no coincide con la tendencia de los lineamientos andinos, ya que tal vez refleja un control paleogeográfico relacionada a la estructuración del basamento.

La Cordillera de Colanguil hacia el este marca un elemento claro de diferenciación bordeada por la depresión tectónica del valle del Cura. Este bloque de montaña se encuentra ascendido y suavemente basculado hacia el este por una falla que corre sobre el borde occidental. En el vértice sudeste de la Hoja, esta fractura se arrumba NNE, hasta el paraje denominado Codo del Río; a partir de allí, la traza de la falla cambia el rumbo en sentido norte-sur.

En el contexto de este mapa, el zócalo Pérmico-Triásico se encuentra exhumado conformando varios bloques delimitados en su borde occidental por fracturas que provocan el cabalgamiento de estos sobre unidades más jóvenes. Esta geometría refleja

posiblemente características paleogeográficas, relacionadas a las diferentes profundidades del basamento.

La deformación cenozoica queda configurada por un sistema de fallas de orientación meridiana con trazos rectos, éstas forman parte de los límites de los dominios mas conspicuos, la longitud de estas fracturas es en el orden de decenas de kilómetros de continuidad. No existe la conformación de un sistema de tren de pliegues; de un modo saltuario se observan pliegues aislados asociados a fallas, tales como los que se mapearon en las cabeceras de la quebrada de La Puna, en el arroyo de Los Despoblados o en la Cordillera del Zancarrón.

Al norte del arroyo La Breita, en la Formación La Ollita se destaca un anticlinal cuyo eje es de tendencia oblicua (noroeste-sudeste). El área se encuentra afectada por fracturas transversales con componentes de rumbo dextral. Estos desplazamientos son movimientos locales posteriores a las fracturas meridianas; los ejes de pliegues cruzados pueden atribuir su configuración al comportamiento de estas rampas laterales. En la Cordillera de La Ortiga fueron mapeadas dos fracturas transversales de rumbo noroeste-sudeste, que desgarran la falla del borde occidental de dicha cordillera con desplazamiento siniestral; éstas cortan al corrimiento de la Ortiga.

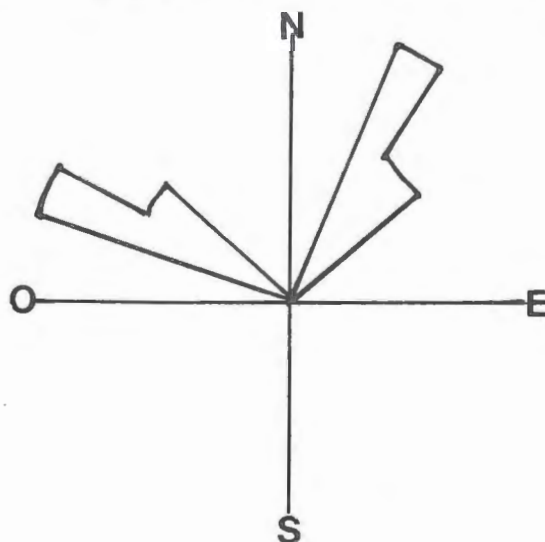


Figura 46. Planos de diaclasa en el Grupo Choiyoi, quebrada de La Ortiga.

No obstante la tendencia regional de los pliegues es norte-sur, paralelos al rumbo dominante de los planos de fallas (ver Cordillera del Zancarrón).

Siguiendo la línea de fallas de mayor continuidad se puede separar la superficie mapeada en cuatro segmentos, el más oriental corresponde a la Cordillera de Colanguil, hacia el oeste le sigue un segmento que es marginado por la falla que corre por el borde occidental de la quebrada de La Ortiga; hacia el sur este plano de falla se desmembra en las inmediaciones del Portezuelo de Los Despoblados. El siguiente segmento queda definido por la fractura que tiene parte de su traza al este del río de Las Taguas y por otro lineamiento que ubicado desde el arroyo de Los Despoblados hacia el sur; la traza sur de esta fractura hace cabalgar a la Formación Tilito sobre la Formación Cerro Las Tórtolas. Desde este lugar hacia el norte, hay un desplazamiento hacia el oeste con un cambio de vergencia del plano de falla. Observaciones semejante mencionan Marín y Nullo (1989).

Los otros sistemas que se combinan en la deformación de esta región son las fracturas de rumbo oblicuo, algunas de ellas con evidencias de desplazamiento de rumbo principalmente truncando fallas de traza meridiana.

Los cortes estructurales de la hoja detectan una estructura intrincada tornándose más compleja hacia el norte, puede inferirse en ellos que el basamento tuvo influencia en la diagramación de las cuencas sedimentarias cenozoicas.

La deformación íntima de algunas unidades es de carácter frágil, tal es el caso del Grupo Choiyoi que posee un desarrollo intenso de diaclasas subverticales en sistemas conjugados, uno de rumbo noroeste-sudeste y el otro noreste-sudoeste, la densidad de estos planos en los afloramientos es variable un desarrollo intenso se detecta en la quebrada de La Ortiga, allí posiblemente están presentes de modo combinado planos del flujo de la masa volcánica y las superficies de diaclasas. Las sedimentitas de la Formación Río La Sal también se encuentran afectadas en menor grado por un sistema subvertical de diaclasas de rumbo este-oeste.

3.3. Fase Sanrafaélica

Esta fase deformativa del Neopaleozoico asimilada a la Orogenia Gondwánica (Ramos y Ramos, 1979; Ramos, 1988) tiene registro en las rocas de la Formación Cerro Agua Negra, cuyos afloramientos se mapearon en el nordeste de la Hoja Geológica, allí

se pudo detectar una sucesión de pliegues menores cuyos ejes alcanzan 4 km y están arrumbados este-oeste. Esta deformación, aunque local, no tiene registro en la unidad suprayacente (Grupo Choiyoi). Entre ambas se interpone una discordancia angular cuyo valor angular se hace mayor al aproximarse a la falla del Valle del Cura

La dispersión de las orientaciones de ejes de estructuras plegadas, así como la ausencia de una foliación penetrativa permiten inferir procesos de deformación en niveles altos de la corteza.

3.4. Ciclos orogénicos

La superposición de los sucesivos eventos que estructuran la Cordillera de Los Andes en esta latitud se puede resumir en dos episodios principales; uno Gondwánico (Ramos, 1988) reflejado en la Fase Sanrafaélica regido por fenómenos compresivos de posición cortical alta; sin embargo la arquitectura cordillerana de la Hoja se debe a la Orogenia Andina (Ramos, 1988) cuyos eventos pueden ser sintetizados en una importante fase extensiva durante el Pérmico-Triásico, con migración de los depocentros hacia el oeste (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1996); sucedida por la compresión durante el Oligoceno-Mioceno con migración del proceso compresivo hacia el este pulsos diferentes durante la etapa compresiva quedan plasmados por la discordancia entre la Formaciones Tilito y Cerro Las Tórtolas. Sin embargo no es posible establecer una división temporal estricta de las edades de fallamiento.

3.5. Esquema estructural

La estructuración policíclica de la Cordillera Frontal queda graficada en el diseño intrincado del abanico de afloramientos.

En el sentido meridiano la fracturación andina segmenta a la superficie mapeada en cuatro franjas donde cada una de ellas posee una integración de diferentes dominios. El dominio I está representado por las sedimentitas, metasedimentitas y las intrusiones ígneas con el séquito efusivo Pérmico-Triásico que conforma el basamento de la región.

El dominio II, son las volcanitas y sedimentitas del Paleoceno y, por último, el dominio III define a las volcanitas y sedimentitas continentales del Neógeno.

En la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón los rasgos de neto dominio andino se ven obliterados por la traza de fracturas de rumbo transversal y continuidad regional, pudiéndose determinar la incidencia de dos en el ámbito del mapa, no obstante el más notable es el que transcurre paralelo al arroyo de Los Despoblados hasta el paraje Codo del Río. En forma llamativa esta toponimia simboliza el punto de inflexión de la Falla del Valle del Cura, con el cambio de rumbo. El lineamiento de Los Despoblados marca también un límite irregular de los bloques de basamento en la parte central y norte de la Hoja Geológica, con lo que representa un rasgo paleogeográfico. El significado de estas estructuras no está bien determinado, así mismo las causas por las cuales tiene reactivaciones parciales.

El lineamiento del sur corre paralelo al arroyo del Zancarrón, la traza de estas estructuras tienen proyecciones regionales, este último penetra hacia el sur en la Hoja Portezuelo de Conconta (Malizia, 1997a).

4. ASPECTOS GEOQUÍMICOS DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS

En este capítulo se describen los rasgos geoquímicos relevantes de las unidades volcánicas involucradas en esta Hoja Geológica. De tal modo, son tratadas en forma separada las rocas del Grupo Choiyoi (representante del volcanismo Pérmico-Triásico)

| | | CZ 111 | PC 62 | PAN 9 | PAN 42 |
|--------------------------------|-----|-----------|----------|----------|-----------|
| SiO ₂ | % | 67,26 | 61,24 | 63,74 | 64,58 |
| TiO ₂ | % | 0,58 | 0,79 | 0,69 | 0,59 |
| Al ₂ O ₃ | % | 15,03 | 15,64 | 15,24 | 14,42 |
| Fe ₂ O ₃ | % | 3,42 | 5,83 | 5,15 | 3,12 |
| MnO | % | 0,08 | 0,09 | 0,1 | 0,08 |
| MgO | % | 0,24 | 2,94 | 2,39 | 0,75 |
| CaO | % | 1,33 | 5,28 | 4,08 | 1,54 |
| Na ₂ O | % | 3,99 | 2,94 | 3,21 | 4,49 |
| K ₂ O | % | 4,69 | 2,60 | 3,42 | 4,85 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,14 |
| LOI | % | 2,3 | 1,6 | 1,9 | 1,7 |
| Total | % | 99,26 | 99,24 | 100,2 | 96,67 |
| Cr | ppm | 80 | 181 | 142 | 118 |
| Ba | ppm | 959 | 468 | 503 | 2860 |
| Sr | ppm | 171 | 312 | 229 | 96 |
| Y | ppm | 35 | 88 | 23 | 40 |
| Nb | ppm | 22 | 13 | 17 | 23 |
| Zr | ppm | 391 | 151 | 160 | 642 |
| Rb | ppm | 262 | 114 | 174 | 165 |
| Ce | ppm | 97 | 64 | 67 | 150 |
| Eu | ppm | 1,6 | 0,8 | 1,2 | 4,5 |
| La | ppm | 43 | 30 | 32 | 7,3 |
| Lu | ppm | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,5 |
| Nd | ppm | 34 | 41 | 24 | 54 |
| Sc | ppm | 8,9 | 16,3 | 13,8 | 11,7 |
| Sm | ppm | 6,1 | 4,7 | 4,8 | 9,5 |
| Tb | ppm | < 1 | < 1 | < 1 | 1 |
| Th | ppm | 14 | 17 | 20 | 16 |
| U | ppm | 5 | 7 | 8 | 5 |
| Yb | ppm | 2 | 2 | 2 | 4 |
| Ta | ppm | 1,7 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Cs | ppm | 10 | 7,6 | 3,9 | 4,6 |
| Hf | ppm | 8,3 | 4,2 | 4,4 | 13 |

Cuadro 9. Análisis químicos de volcanitas del Grupo Choiyoi.

y aquéllas incluidas en las Formaciones Tilito, Cerro Las Tórtolas, La Ollita y Tobas Valle del Cura, y en las Andesitas Mio-Pliocenas (representantes del volcanismo paleógeno-neógeno de la región). Los resultados de los análisis químicos efectuados son presentados en los cuadros 9 a 15.

4.1. Volcanitas del Ciclo Pérmico-Triásico

De los escasos trabajos que involucran la geoquímica del Grupo Choiyoi en este sector de la Cordillera, es dable destacar la importante contribución efectuada por Sato y Llambías (1993). Quienes dividieron dicho Grupo en dos secciones: 1- Inferior Andesítica, que representa al volcanismo relacionado a un margen pacífico activo en sus últimos estadios de evolución y 2- Superior Riolítica, vinculada a la evolución de un régimen no orogénico de extensión en la Cordillera Frontal.

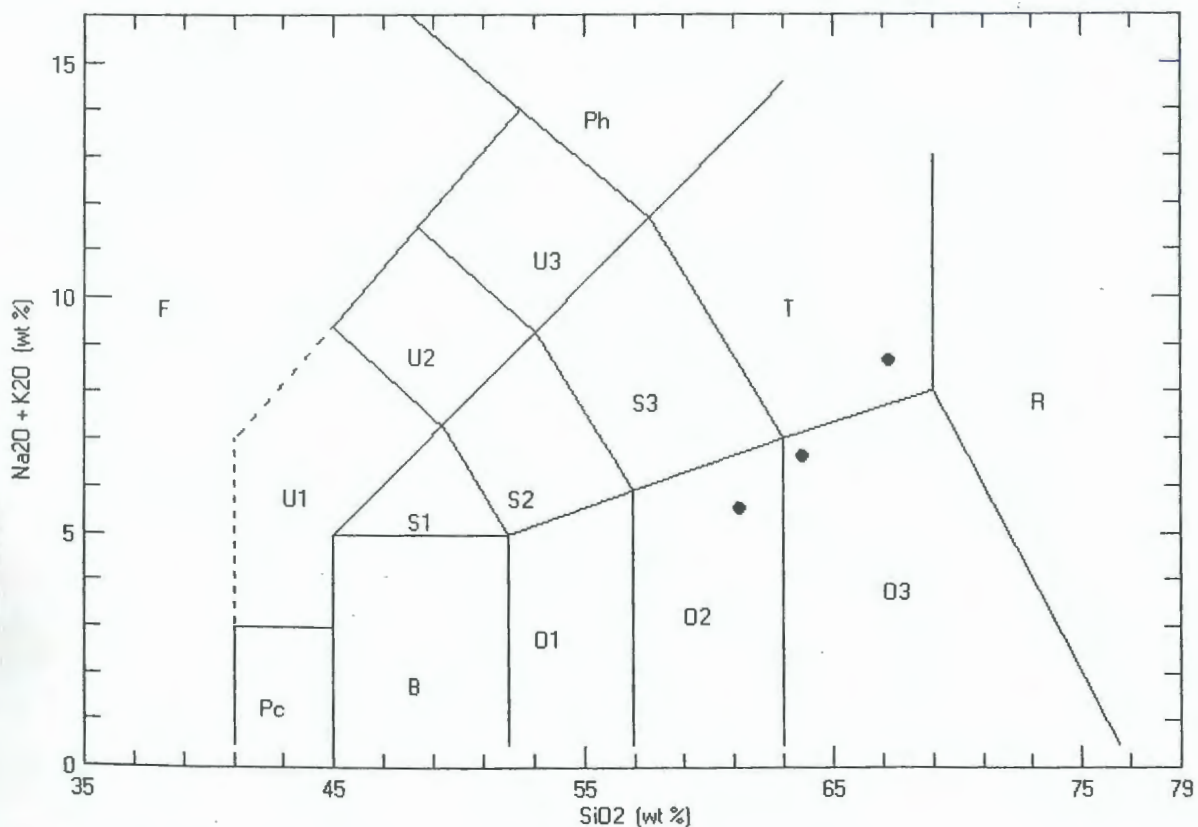


Figura 47. Ubicación de las muestras del Grupo Choiyoi en el diagrama $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Le Maitre, 1989). Ver como las muestras consideradas quedan incluidas en el campo de las andesitas (Sección Inferior), dacitas y riolitas (Sección Superior).

Según Sato y Llambías (1993), la Sección Andesítica queda comprendida dentro del campo de las dacitas en el diagrama de la IUGS debido a su importante alteración. En las muestras aquí analizadas (figura 47, se establece una clara tendencia de evolución desde andesitas (muestra PAN9 de la sección inferior) a dacitas (muestra PC62) y finalmente riolitas (traquitas de alta SiO₂, muestra CZ111 de la sección superior). Estos cambios en la composición sintetizan la evolución desde un Choiyoi andesítico hasta riolítico, en el intervalo que abarca desde parte del Pérmico Temprano hasta el Pérmico Tardío.

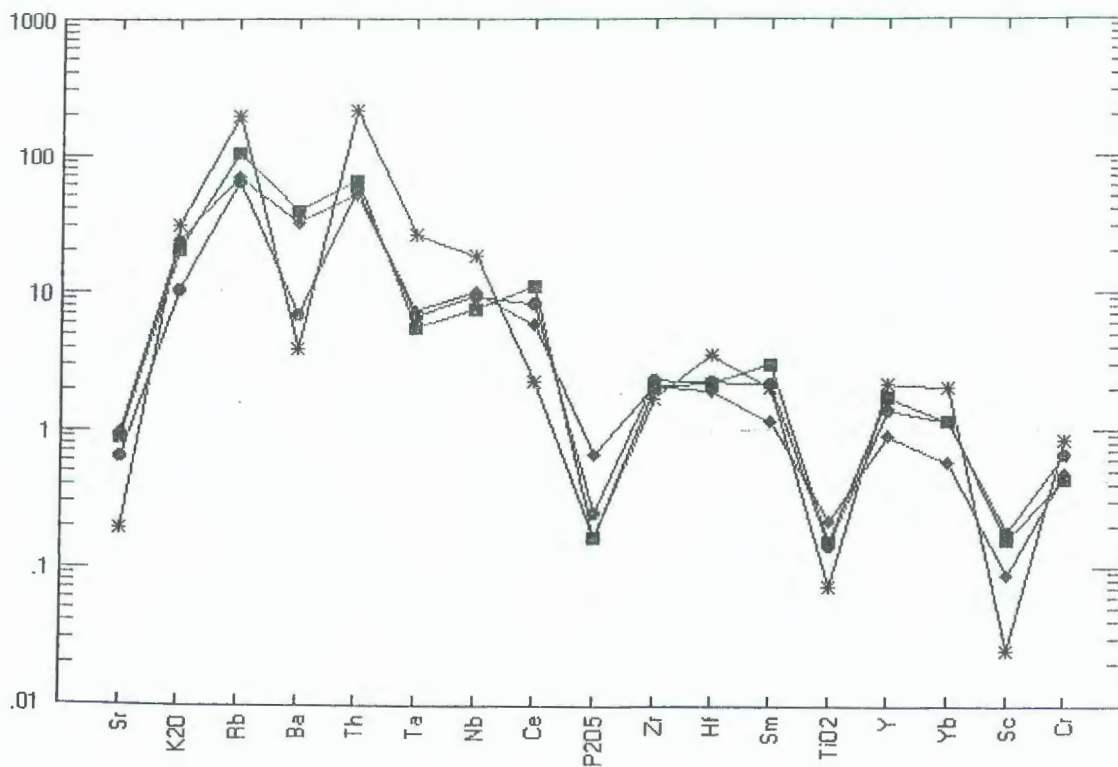


Figura 48. Variación de REE, normalizado a Morb de Pearce, para las muestras de la figura xx. Muestras: ●, CZ111; ■, PC62; ◆, PAN9, *, PAN42.

Las rocas analizadas varían desde composiciones mesosilícicas (61,24% de SiO₂) hasta ácidas (67,26%), con altos porcentajes de K₂O (entre 2,60% y 4,69%). De igual manera en el diagrama de la figura, donde se utilizan como discriminantes los elementos inmóviles tales como Th, Hf y Ta, las muestras se ubican en el vértice correspondiente a magmas calcoalcalinos con una fuerte influencia cortical en su generación.

El diagrama de elementos trazas normalizados a Morb de Pearce (figura 48), muestra un enriquecimiento característico en elementos litófilos y empobrecimiento en Ta, Nb, Zr, Hf, Yb y Ti. En especial del Nb relacionado al Th Ce.

| | | | | | |
|----|-----------|----|--------|-------------------------------|-----------|
| Cs | 0,0130 | La | 0,3290 | Sr | 120,00000 |
| Rb | 0,1200 | Ce | 0,8650 | K ₂ O | 0,15000 |
| Ba | 14,3000 | Pr | 0,1300 | Rb | 2,00000 |
| Th | 0,1850 | Nd | 0,6300 | Ba | 20,00000 |
| U | 0,0750 | Sm | 0,2030 | Th | 0,20000 |
| K | 955,0000 | Eu | 0,0770 | Ta | 0,18000 |
| Nb | 3,5800 | Gd | 0,2760 | Nb | 3,50000 |
| La | 3,9600 | Tb | 0,0498 | Ce | 10,00000 |
| Ce | 11,9700 | Dy | 0,3430 | P ₂ O ₅ | 0,12000 |
| Sr | 122,0000 | Ho | 0,0770 | Zr | 90,00000 |
| Nd | 10,9600 | Er | 0,2250 | Hf | 2,40000 |
| Hf | 2,8700 | Tm | 0,0352 | Sm | 3,30000 |
| Zr | 90,0000 | Yb | 0,2200 | TiO ₂ | 1,50000 |
| Sm | 3,6200 | Lu | 0,0339 | Y | 30,00000 |
| Eu | 1,3100 | | 2 | Yb | 3,40000 |
| Ti | 9000,0000 | | | | 3 |
| Gd | 4,7800 | | | | |
| Dy | 5,9800 | | | | |
| Y | 34,2000 | | | | |
| Er | 3,9900 | | | | |
| Yb | 3,7300 | | | | |
| Lu | 0,5600 | | | | |

Cuadro 10. Valores de normalización aquí utilizados en los diagramas. 1: Morb; 2: Sun; 3: Morb según Pearce.

4.2. Volcanitas terciarias

Los rasgos geoquímicos de las volcanitas terciarias de esta región, fueron abordados por Maksaev *et al.* (1984) y Nasi *et al.* (1990), quienes discutieron las características químicas de las Formaciones (= Grupo) Doña Ana, Cerro Las Tórtolas y Vallecito en el sector chileno. En posteriores aportes (Kay *et al.*, 1987, 1988) se brindaron nuevos datos acerca de la geoquímica de dichas unidades.

En el sector argentino y al sur del ámbito de esta Hoja Geológica, Ramos *et al.* (1990) estudiaron las unidades volcánicas que afloran en el área del Cerro de Las Tórtolas-Vacas Heladas mostrando las principales características químicas de la Formación Cerro Las Tórtolas, Basalto Las Máquinas e Ignimbrita Vacas Heladas.

Posteriormente, Godeas *et al.* (1993) y Ottamendi *et al.* (1994) brindaron información sobre la geoquímica del volcanismo terciario en el área comprendida entre Los Despobaldos, Taguas (Veladero) y el límite internacional con Chile, involucrando principalmente a las Formaciones Cerro Las Tórtolas.

| | | PC97 | PC98 | PC61 | CZ72 |
|------------------------------------|-----|-------|-------|-------|-------|
| SiO₂ | % | 78,69 | 79,03 | 75,81 | 71,91 |
| TiO₂ | % | 0,22 | 0,23 | 0,11 | 0,33 |
| Al₂O₃ | % | 12,78 | 12,10 | 12,63 | 13,81 |
| Fe₂O₃ | % | 1,70 | 1,47 | 1,19 | 1,62 |
| MnO | % | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,02 |
| MgO | % | 0,13 | 0,29 | 0,08 | 0,3 |
| CaO | % | 0,11 | 0,10 | 0,15 | 1,37 |
| Na₂O | % | 0,01 | 0,04 | 3,12 | 3,52 |
| K₂O | % | 1,53 | 3,03 | 4,50 | 3,47 |
| P₂O₅ | % | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,08 |
| LOI | % | 3,60 | 2,80 | 1,4 | 2,6 |
| Total | % | 98,87 | 99,27 | 99,16 | 99,17 |
| Cr | ppm | 164 | 110 | 213 | 122 |
| Ba | ppm | 135 | 753 | 78 | 622 |
| Sr | ppm | 76 | 107 | 23 | 115 |
| Y | ppm | 43 | 53 | 66 | 27 |
| Nb | ppm | 33 | 26 | 64 | 35 |
| Zr | ppm | 213 | 188 | 155 | 189 |
| Rb | ppm | 124 | 208 | 394 | 138 |
| Ce | ppm | 82 | 110 | 23 | 59 |
| Eu | ppm | 0,9 | 1,4 | < 0,5 | 0,8 |
| La | ppm | 42 | 48 | 7 | 30 |
| Lu | ppm | 0,5 | 0,6 | 1 | 0,4 |
| Nd | ppm | 40 | 51 | 25 | 23 |
| Sc | ppm | 7,3 | 6,4 | 1 | 3,5 |
| Sm | ppm | 7,2 | 10 | 6,9 | 3,9 |
| Tb | ppm | 1 | 1 | 2 | < 1 |
| Th | ppm | 11 | 13 | 42 | 10 |
| U | ppm | 2 | 2 | 9 | 3 |
| Yb | ppm | 4 | 4 | 7 | 2 |
| Ta | ppm | 1,2 | < 1 | 4,7 | 1,3 |
| Cs | ppm | 11 | 13 | 5,9 | 5 |
| Hf | ppm | 5,5 | 5,2 | 8,4 | 4,6 |

Cuadro 11. Análisis químicos de volcánitas de la Formación Tilito.

Analizadas en conjunto las volcánitas terciarias de la Hoja Geológica Cordillera del Zancarrón, si bien muestran alta variedad en su composición (desde basaltos a riolitas), desde el punto de vista de su química, forman parte del campo subcalino y en

el diagrama de Le Maitre (1989) se ubican en el campo de las rocas con medio a alto contenido de K (figura 49).

| | | PAN 62 | PAN 2 | CZ 107 |
|--------------------------------|-----|-----------|----------|-----------|
| SiO ₂ | % | 62,38 | 72,89 | 72,8 |
| TiO ₂ | % | 0,66 | 0,32 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | % | 16,69 | 13,39 | 9,98 |
| Fe ₂ O ₃ | % | 5,59 | 1,62 | 0,82 |
| MnO | % | 0,11 | 0,03 | 0,01 |
| MgO | % | 1,13 | 0,31 | 0,13 |
| CaO | % | 4,07 | 0,37 | 0,13 |
| Na ₂ O | % | 3,79 | 2,5 | 0,31 |
| K ₂ O | % | 2,84 | 5,97 | 2,26 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,27 | 0,05 | 0,04 |
| LOI | % | 2,4 | 2,9 | 11 |
| Total | % | 99,98 | 100,3 | 97,69 |
| Cr | ppm | 134 | 114 | 271 |
| Ba | ppm | 754 | 623 | 250 |
| Sr | ppm | 469 | 522 | 50 |
| Y | ppm | 28 | 17 | 18 |
| Nb | ppm | 21 | 19 | 30 |
| Zr | ppm | 209 | 167 | 110 |
| Rb | ppm | 112 | 139 | 42 |
| Ce | ppm | 66 | 56 | 16 |
| Eu | ppm | 1,2 | 0,9 | < 0,5 |
| La | ppm | 33 | 27 | 8 |
| Lu | ppm | 0,4 | < 0,2 | < 0,2 |
| Nd | ppm | 28 | 23 | < 10 |
| Sc | ppm | 8,2 | 7,1 | 5,6 |
| Sm | ppm | 5,1 | 4,1 | 0,9 |
| Tb | ppm | < 1 | < 1 | < 1 |
| Th | ppm | 10 | 13 | 9,1 |
| U | ppm | 3 | 8 | 1 |
| Yb | ppm | 2 | 1 | 1 |
| Ta | ppm | | | 1 |
| Cs | ppm | | | 1,1 |
| Hf | ppm | | | 3,6 |

Cuadro 12. Análisis químicos de volcanitas de la Formación Cerro Las Tórtolas.

| | | PC12 | PC17 |
|------------------------------------|-----|--------|-------|
| SiO₂ | % | 58,89 | 60,59 |
| TiO₂ | % | 0,75 | 0,81 |
| Al₂O₃ | % | 17,21 | 16,29 |
| Fe₂O₃ | % | 6,81 | 4,87 |
| MnO | % | 0,18 | 0,12 |
| MgO | % | 2,46 | 1,62 |
| CaO | % | 5,56 | 5,02 |
| Na₂O | % | 3,31 | 4 |
| K₂O | % | 2,73 | 2,37 |
| P₂O₅ | % | 0,37 | 0,22 |
| LOI | % | 2,10 | 3,20 |
| Total | % | 100,40 | 99,07 |
| Cr | ppm | 343 | 142 |
| Ba | ppm | 809 | 601 |
| Sr | ppm | 574 | 599 |
| Y | ppm | 28 | 13 |
| Nb | ppm | 17 | 18 |
| Zr | ppm | 174 | 163 |
| Rb | ppm | 95 | 104 |
| Ce | ppm | 60 | 54 |
| Eu | ppm | 1,5 | 1 |
| La | ppm | 29 | 26 |
| Lu | ppm | 0,4 | < 0,2 |
| Nd | ppm | 31 | 25 |
| Sc | ppm | 10 | 9,1 |
| Sm | ppm | 5,6 | 4,2 |
| Tb | ppm | < 1 | < 1 |
| Th | ppm | 7,5 | 9 |
| U | ppm | 3 | 4 |
| Yb | ppm | 2 | 1 |
| Ta | ppm | - | - |
| Cs | ppm | - | - |
| Hf | ppm | - | - |

Cuadro 13. Análisis químicos de volcanitas de las Andesitas Mio-Pliocenas (PC12, PC17).

| | | CZ29 | CZ28 |
|--------------------------------|-----|--------------|--------------|
| SiO ₂ | % | 62,05 | 61,88 |
| TiO ₂ | % | 0,74 | 0,76 |
| Al ₂ O ₃ | % | 17,23 | 16,82 |
| Fe ₂ O ₃ | % | 5,15 | 5,31 |
| MnO | % | 0,06 | 0,06 |
| MgO | % | 1,22 | 1,3 |
| CaO | % | 5,29 | 5,17 |
| Na ₂ O | % | 4 | 3,94 |
| K ₂ O | % | 2,84 | 2,77 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,22 | 0,2 |
| LOI | % | 1,2 | 1 |
| Total | % | 99,98 | 99,36 |
| Cr | ppm | 112 | 58 |
| Ba | ppm | 571 | 614 |
| Sr | ppm | 534 | 506 |
| Y | ppm | 21 | 22 |
| Nb | ppm | 19 | 17 |
| Zr | ppm | 200 | 193 |
| Rb | ppm | 105 | 96 |
| Ce | ppm | 62 | 61 |
| Eu | ppm | 0,8 | 1,1 |
| La | ppm | 30 | 30 |
| Lu | ppm | 0,3 | 0,3 |
| Nd | ppm | 27 | 30 |
| Sc | ppm | 11,1 | 10,4 |
| Sm | ppm | 4,9 | 4,6 |
| Tb | ppm | < 1 | < 1 |
| Th | ppm | 8,5 | 7,9 |
| U | ppm | 3 | 2 |
| Yb | ppm | 2 | 2 |
| Ta | ppm | - | < 1 |
| Cs | ppm | - | 1,1 |
| Hf | ppm | - | 4,6 |

Cuadro 14. Análisis químicos de intercalaciones volcánicas en la Formación La Ollita.

| | | PC | PC | PC | PC | PC | PC | CZ | PC | PC | PC | PC |
|------------------------------------|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | 25 | 27 | 38 | 22 | 26 | 30 | 85 | 89 | 39 | 40 | 41 |
| SiO₂ | % | 59,81 | 65,50 | 61,43 | 55,48 | 64,81 | 76,01 | 64,53 | 58,62 | 60,92 | 59,41 | 72,7 |
| TiO₂ | % | 0,77 | 0,52 | 0,78 | 1,27 | 0,50 | 0,38 | 0,76 | 0,93 | 0,78 | 0,82 | 0,33 |
| Al₂O₃ | % | 16,92 | 16,25 | 16,34 | 16,30 | 16,28 | 11,16 | 15,66 | 16,96 | 16,3 | 16,57 | 10,36 |
| Fe₂O₃ | % | 5,81 | 3,73 | 5,65 | 6,96 | 3,66 | 1,20 | 5,16 | 6,52 | 6,15 | 6,15 | 2,68 |
| MnO | % | 0,07 | 0,07 | 0,09 | 0,18 | 0,06 | 0,07 | 0,04 | 0,29 | 0,1 | 0,1 | 0,05 |
| MgO | % | 1,94 | 1,23 | 2,42 | 1,12 | 1,20 | 0,39 | 0,49 | 1,15 | 2,32 | 2,43 | 0,47 |
| CaO | % | 5,42 | 3,17 | 4,53 | 3,55 | 3,31 | 0,41 | 3,04 | 6,10 | 5,2 | 5,8 | 0,74 |
| Na₂O | % | 3,68 | 3,53 | 3,50 | 2,61 | 3,57 | 2,34 | 3,65 | 3,50 | 3,48 | 3,56 | 2,86 |
| K₂O | % | 2,28 | 3,05 | 3,03 | 3,32 | 2,95 | 4,82 | 3,47 | 2,20 | 2,91 | 2,78 | 3,47 |
| P₂O₅ | % | 0,23 | 0,16 | 0,18 | 0,21 | 0,14 | 0,04 | 0,19 | 0,22 | 0,19 | 0,19 | 0,04 |
| LOI | % | 3,3 | 3,1 | 2,1 | 8,6 | 3,4 | 1,9 | 2,3 | 2,8 | 1,5 | 1,9 | 3,8 |
| Total | % | 100,3 | 100,3 | 100,2 | 99,78 | 100,1 | 98,87 | 99,45 | 99,40 | 99,9 | 99,71 | 97,5 |
| Cr | ppm | 72 | 222 | 83 | 94 | 160 | 55 | 80 | 120 | 131 | 153 | 218 |
| Ba | ppm | 529 | 604 | 578 | 503 | 577 | 415 | 636 | 544 | 579 | 578 | 484 |
| Sr | ppm | 532 | 517 | 364 | 335 | 534 | 77 | 287 | 515 | 418 | 433 | 104 |
| Y | ppm | 19 | 18 | 21 | 25 | 20 | 40 | 29 | 22 | 23 | 25 | 28 |
| Nb | ppm | 12 | 14 | 17 | 15 | 18 | 29 | 17 | 11 | 11 | 14 | 33 |
| Zr | ppm | 140 | 154 | 212 | 184 | 155 | 266 | 256 | 128 | 186 | 182 | 236 |
| Rb | ppm | 124 | 183 | 159 | 217 | 190 | 269 | 139 | 105 | 132 | 128 | 131 |
| Ce | ppm | 53 | 60 | 58 | 54 | 55 | 94 | 59 | 50 | 56 | 52 | 71 |
| Eu | ppm | 1 | 0,9 | 1,2 | 1,4 | 1,1 | 1,4 | 1,4 | 1,4 | 1,2 | 0,9 | 1 |
| La | ppm | 25 | 30 | 27 | 26 | 27 | 50 | 29 | 23 | 25 | 24 | 33 |
| Lu | ppm | 0,2 | < 0,2 | 0,3 | 0,3 | < 0,2 | 0,5 | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,4 |
| Nd | ppm | 22 | 24 | 27 | 25 | 24 | 47 | 23 | 22 | 25 | 24 | 31 |
| Sc | ppm | 13,5 | 6,1 | 14 | 16,9 | 5,8 | 4,5 | 12,3 | 14,5 | 15,1 | 15,6 | 50,4 |
| Sm | ppm | 4,2 | 4 | 4,9 | 4,7 | 3,6 | 7,5 | 5,1 | 4,4 | 5,1 | 4,8 | 5,4 |
| Tb | ppm | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 | < 1 |
| Th | ppm | 18 | 16 | 2,1 | 7,5 | 14 | 14 | 9 | 14 | 12 | 11 | 11 |
| U | ppm | 9 | 8 | 1 | 3 | 6 | 7 | 3 | 5 | 4 | 4 | 2 |
| Yb | ppm | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 3 | 2 | 2 | 2 | 2 | 3 |
| Ta | ppm | - | - | < 1 | < 1 | < 1 | 1,2 | 1 | 1,3 | - | - | - |
| Cs | ppm | - | - | 7,5 | 146 | 74 | 23 | 10 | 10 | - | - | - |
| Hf | ppm | - | - | 5,2 | 4,4 | 3,9 | 6,3 | 6,2 | 3,4 | - | - | - |

Cuadro 15. Análisis químicos de intercalaciones volcánicas en la Formación Tobas Valle del Cura.

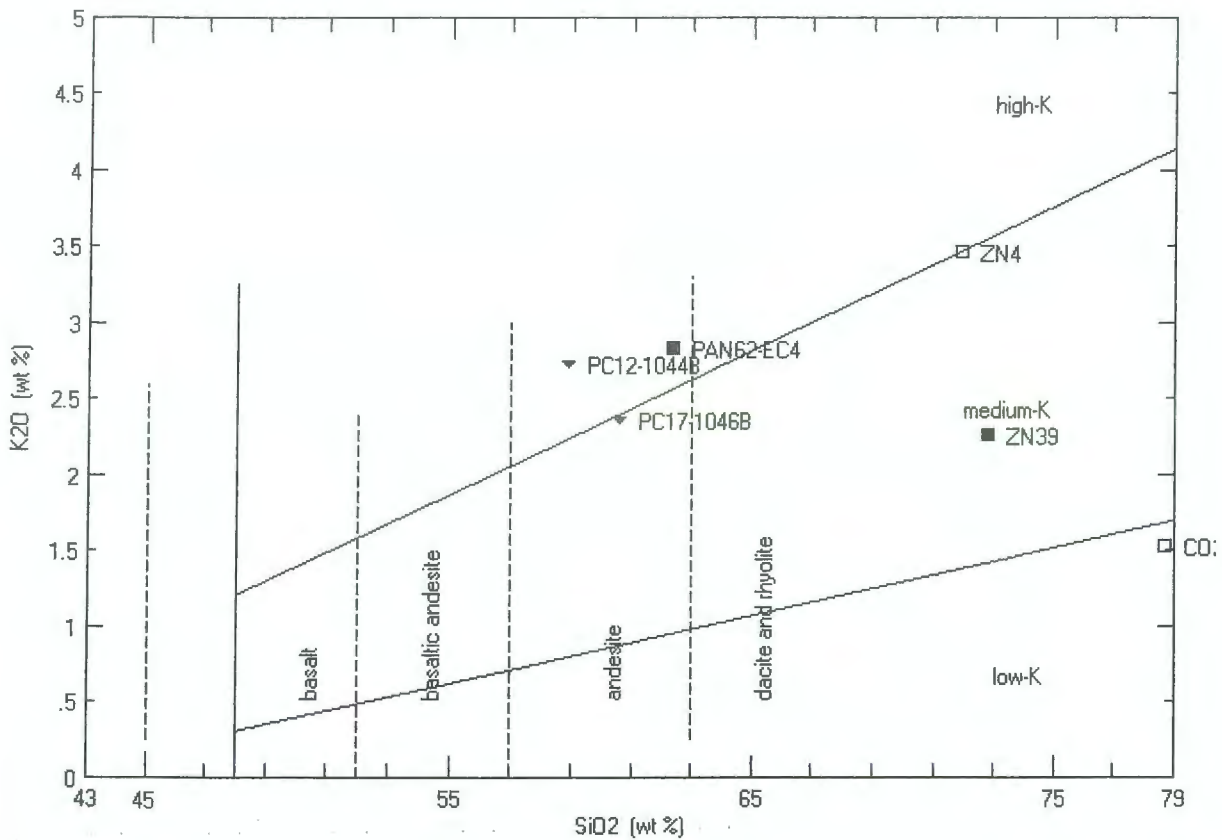


Figura 49. Ubicación de las volcanitas terciarias en el diagrama K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 1989). No aparecen representadas las muestras de la Formación Cerro Las Tórtolas (PAN2) y la Formación Tilito (PC98) teniendo en cuenta su alto contenido en SiO_2 . Referencias: □, Formación Tilito; ■, Formación Cerro Las Tórtolas; ▼, Andesitas Mio-Pliocenas.

Al utilizar como discriminador el diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977), se ve que las muestras analizadas corresponden al campo de las rocas subcalinas (riolitas a basaltos, figura 50).

De manera particular, debemos señalar que las rocas analizadas que pertenecen a la Formación Tilito, corresponden a riolitas con alto contenido de óxido de sílice (entre 76,25 y 79,03 % de SiO_2) y con un marcado empobrecimiento en Na_2O (entre 0,22 y 0,01 %). Por otra parte muestran medianos a altos contenidos de K_2O (1,5 a 3,47 %) y bajos valores de Ti, Ba y Sr (cuadro 10).

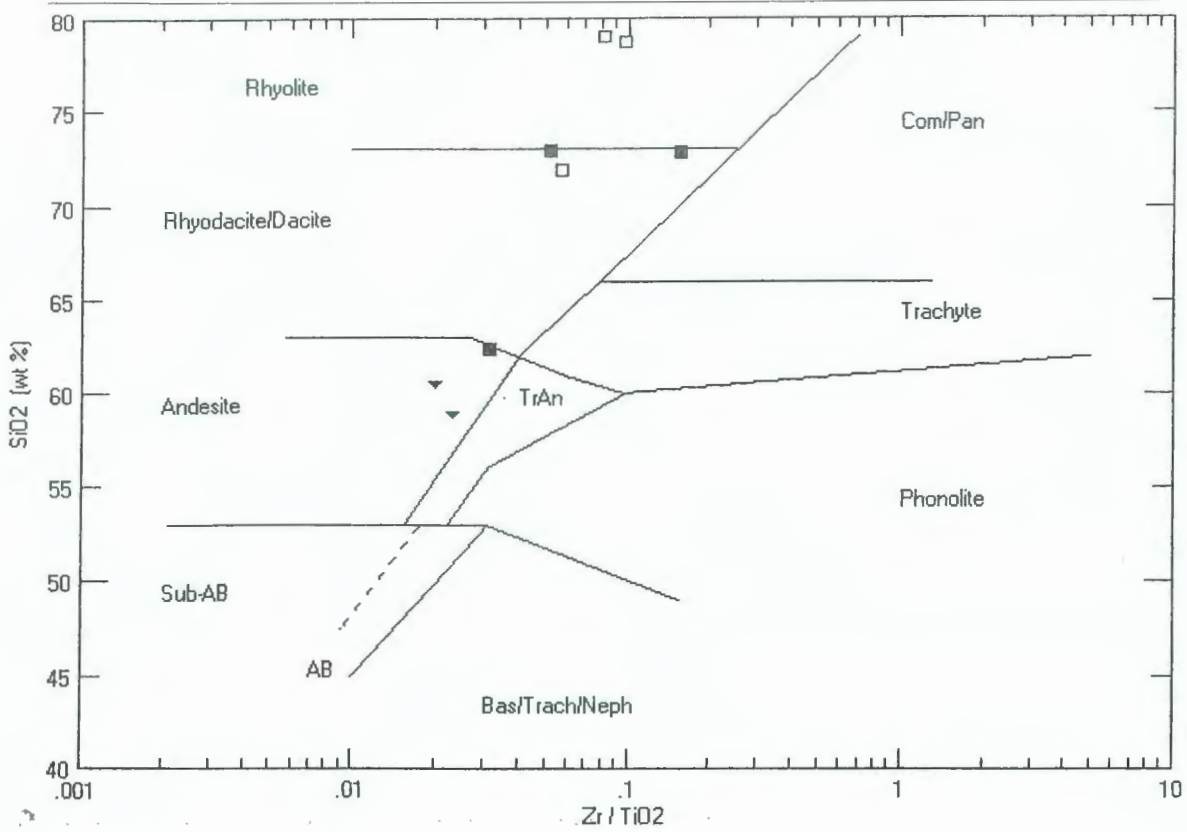


Figura 50. Distribución de volcanitas terciarias en el diagrama SiO₂ vs Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977). Ref.: □, Fm. Tilito; ■, Fm. Cerro Las Tórtolas; ▼, Andesitas Mio-Pliocenas.

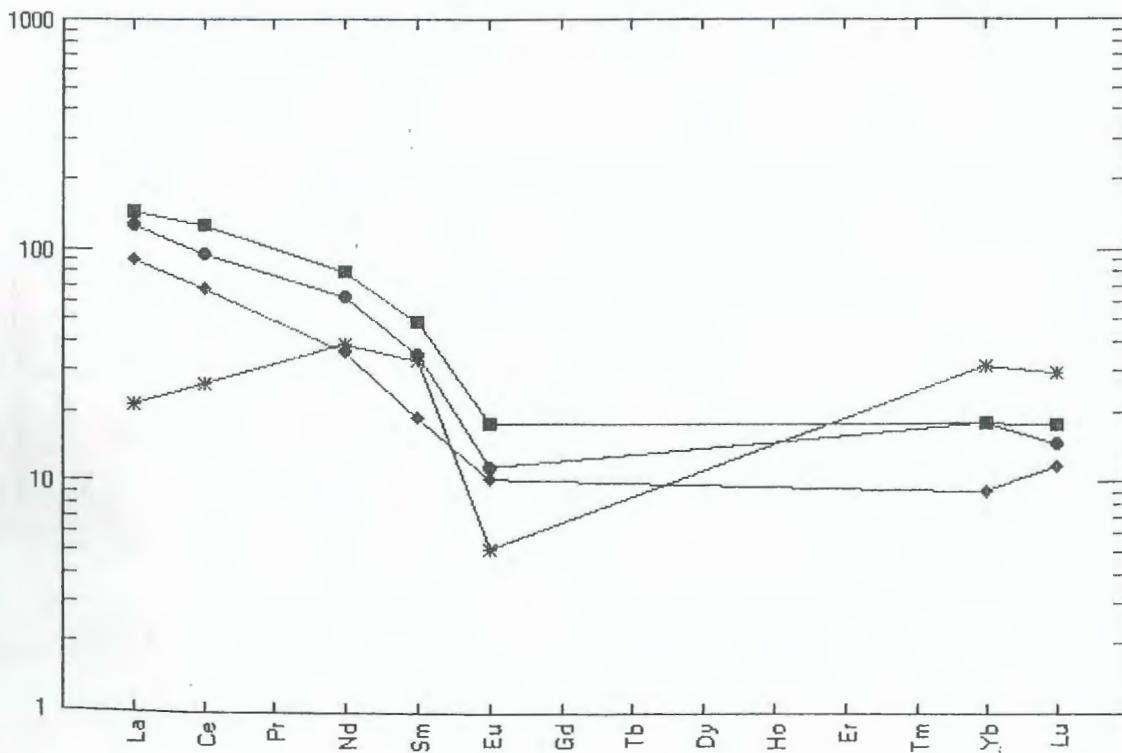


Figura 51. Variación de REE, normalizado a Sun, para las tres muestras de la Formación Tilito. Muestras: ●, PC97; ■, PC98; *, PC61; ◆, CZ72.

La causa de los bajos índices de Ba y Sr se debería a la baja presencia de plagioclasa que exhiben las rocas analizadas, lo que no resulta raro en este tipo de riolitas (con alta proporción de SiO_2).

Por su parte la relación La/Yb varía entre 11 y 15 %, mientras que La/Sm entre 4 y 7,8 %. En la figura 51 se observa el diseño de REE normalizado a condrito de Sun, donde se aprecia una pequeña anomalía de Eu.

A pesar de la participación cortical en los fundidos que generan la Formación Tilito, éstas son rocas con afinidades de arco, lo que es posible observar en el diagrama Th:Hf/3:Ta (figura 52), donde han sido graficados además de los valores obtenidos para esta Hoja Geológica, aquéllos reportados por Ramos *et al.* (1990:347, fig. 6).

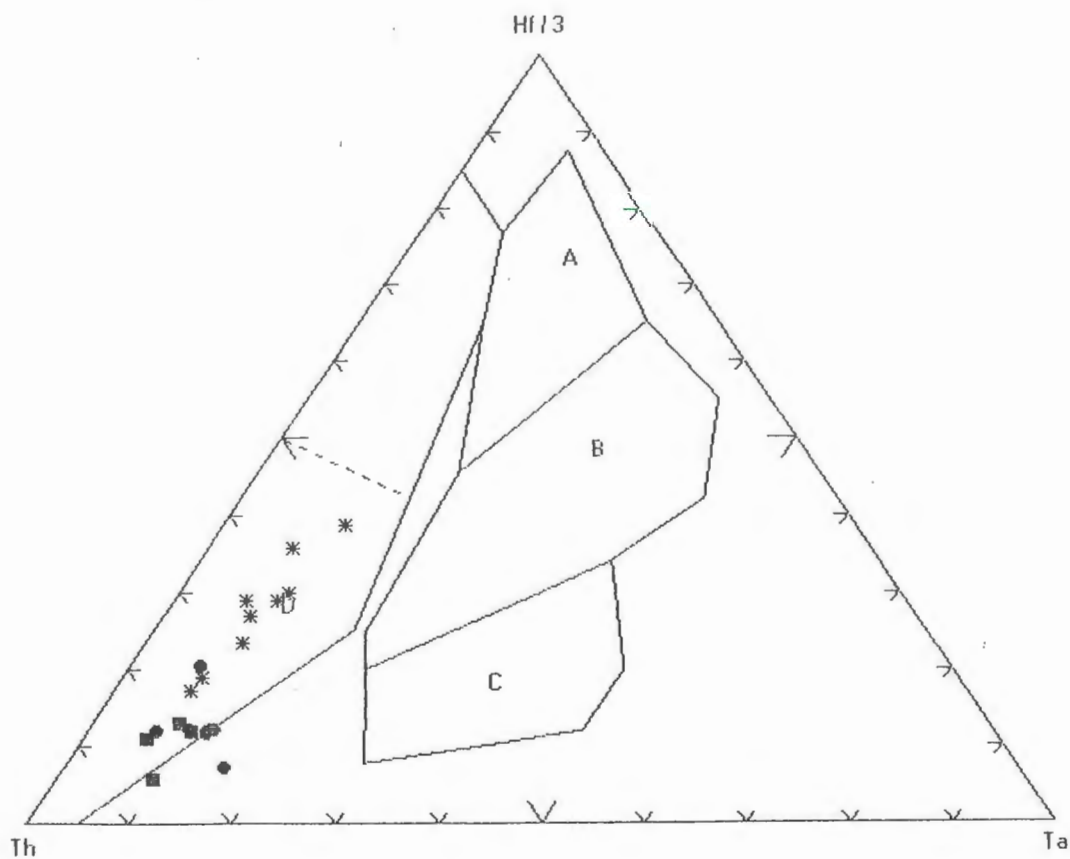


Figura 52. Diagrama Th:Hf/3:Ta (Wood, 1980) para las volcanitas de la Formación Tilito (■). Formaciones Tilito (●) y Escabroso (*); estos últimos datos presentados por Ramos *et al.* (1990).

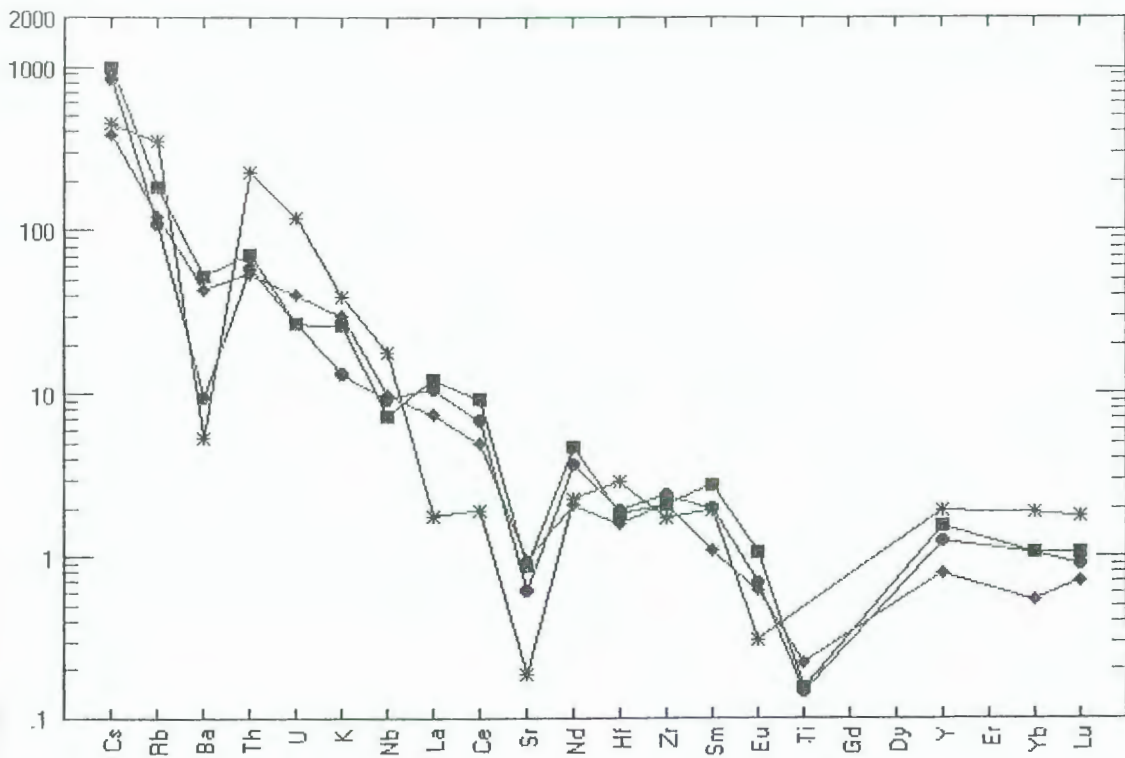


Figura 53. Variación de REE, normalizados a Morb, para tres muestras correspondientes a la Formación Tilito. Muestras: ●, PC97; □, PC98; *, PC61; ◆, CZ72.

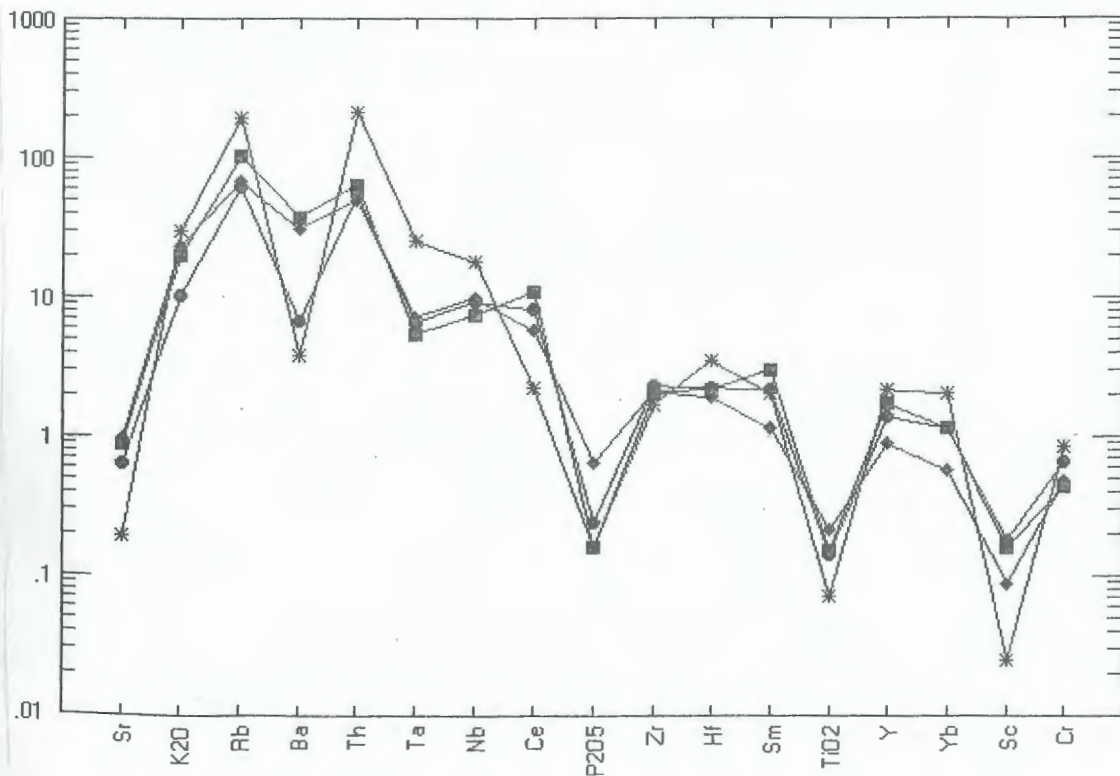


Figura 54. Variación de REE, normalizados a Morb de Pearce, para tres muestras correspondientes a la Formación Cerro Las Tórtolas. Muestras: ●, PAN62; □, PAN2; Δ, CZ107.

En la figura 53 (de elementos trazas normalizados a Morb), también es posible observar la participación cortical en las rocas de la Formación Tilito.

Por su parte en la Formación Cerro Las Tórtolas se reconocen, desde el punto de vista químico, dos grupos de muestras: 1, dacitas-andesitas con valores de SiO_2 de 62 % y b, riolitas con 72 % de SiO_2 , estas rocas muestran alto a moderado contenido de OK_2 (entre 2 y 5 %). La química de estas volcanitas, exhibe un diseño característico de rocas de arco como puede apreciarse en la figura 54 (de elementos trazas normalizados a Morb por Pearce).

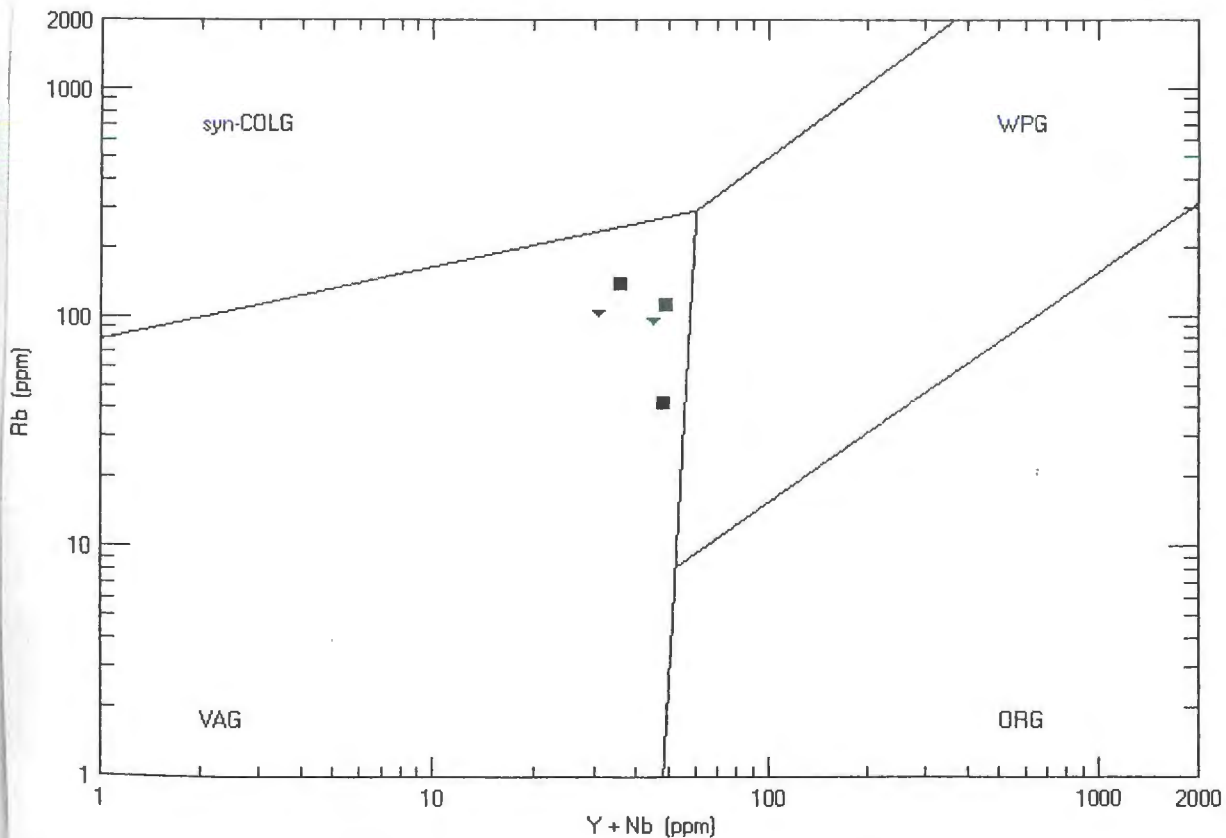


Figura 55. Diagrama Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) para muestras correspondientes a la Formación Cerro Las Tórtolas (■) y Andesitas Mio-pliocenas (▼).

El componente de arco también puede apreciarse en las relaciones y proporciones de Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Y y Yb (en ese orden decreciente) y sus proporciones están relacionadas con la fuente. Por otro lado, se debe destacar que las rocas de la Formación Cerro Las Tórtolas son las que poseen menor participación cortical de todas las volcanitas terciarias aquí consideradas (véase figura 54).

Por su parte las Andesitas Mio-Pliocenas muestran semejanzas geoquímicas con la Formación Cerro Las Tórtolas. En este sentido, en la figura 55 puede observarse que las rocas pertenecientes a ambas unidades, muestran una similar ubicación dentro del campo de las rocas de arco. Se ha utilizado este diagrama por incluir elementos discriminantes eficientes debido a su baja movilidad.

Los valores de SiO_2 varían entre 58,89 y 60,59 % y muestran altos contenidos de K_2O (2,37-2,73 %). Son rocas de arco que evidencian depresión en Nb y tienen un ligero enriquecimiento de Cs, Rb, Ba, Th, U y K (figura 56).

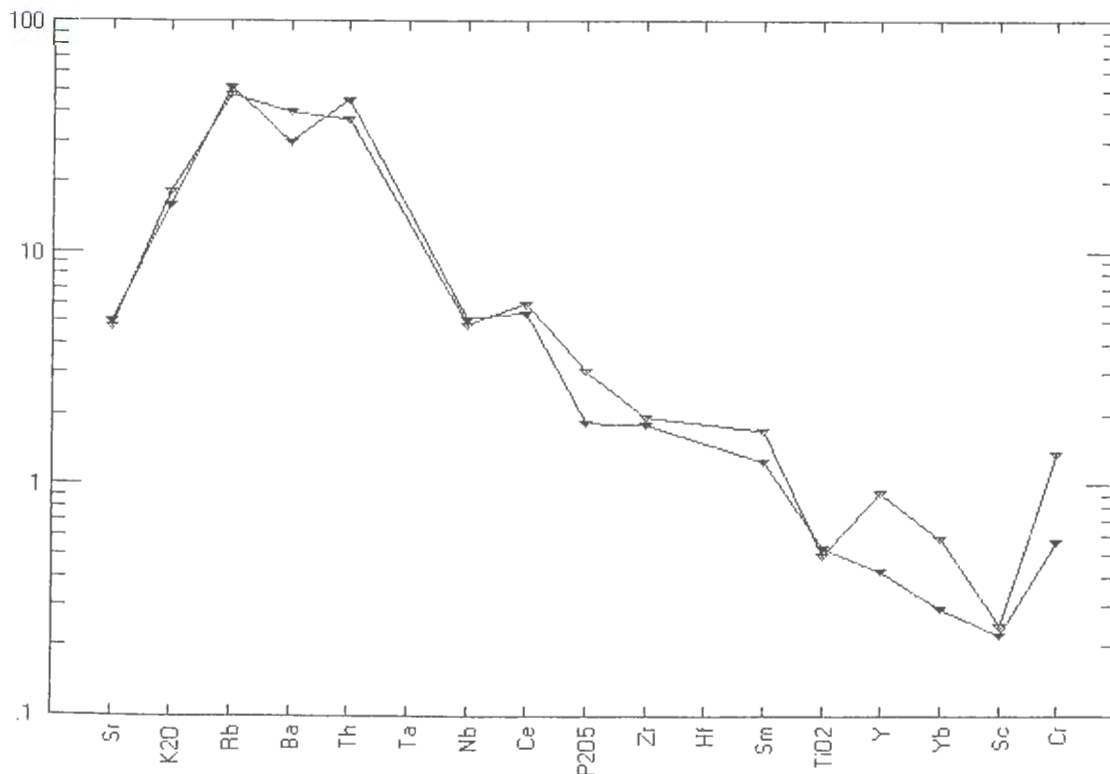


Figura 56. Variación de REE, normalizados a Morb de Pearce, para las muestras de las Andesitas Mio-Pliocenas (▼, PC12; ▽, PC17).

5. GEOMORFOLOGÍA

Las características fisiográficas del área relevada muestran que el relieve de la región es montañoso de gran altura y la zona de difícil acceso, donde el ingreso a la misma se hace por caminos de tierra y huellas sólo habilitadas durante el verano.

Los principales cordones montañosos son las Cordilleras de Colangüil (al este) y de La Brea (en la región central); ambos de orientación general norte-sur, están separadas por el río del Valle del Cura que fluye hacia el norte con el mismo rumbo. Por el oeste, la Cordillera del Límite posee una orientación de las altas cumbres menos definida.

Las alturas máximas superan los 5000 m s.n.m., por ejemplo en la Cordillera del Zancarrón el cerro Chivato alcanza los 5246 m, la Cordillera de La Brea registra una máxima altura de 5140 m y la Cordillera de Colangüil (con el cerro La Coipita o La Lagunita) los 5423 m. En esa latitud el desnivel con el valle del Cura es de 2000 m y la pendiente promedio del 20 %. En las proximidades del río de la Palca, en la región nordeste de la hoja, se registran las altitudes mínimas con valores próximos a los 3000 metros.

El río de mayor importancia es el del Valle del Cura que, con orientación sur-norte, fluye entre las Cordilleras de La Brea y Colangüil atravesando todo el ámbito de la Hoja. Los ríos Taguas y su afluente, el arroyo de Los Despoblados, drenan hacia el norte. La Cordillera del Zancarrón es la divisoria de aguas entre éste y el arroyo del Gollete, que junto con el arroyo del Zancarrón forman el río Blanco, que drena hacia el sur. Los tributarios corresponden a arroyos formados con el agua de los deshielos provenientes de las cordilleras del Zancarrón y La Brea.

Morfológicamente, éste sector se encuentra ubicado en la región que Aparicio (1966) denominó "elementos positivos de la provincia de San Juan". Regaraiz *et al.* (1987), la incluye dentro de la Región Occidental en el Ambiente Montañoso. Esta unidad está caracterizada por un grupo de cordones montañosos que superan los 5000 m s.n.m., donde la continuidad topográfica está interrumpida en algunos sectores por la presencia de portezuelos con alturas próximas a los 4000 metros.

Por su parte, Uliarte *et al.* (1990) ubicó esta área dentro de la Región

Occidental. Los autores mencionados realizaron una delineación de la geomorfología de la provincia de San Juan, indicando las grandes unidades morfoestructurales y sus respectivas morfogénesis.

En este texto se adopta el criterio de regionalización general expuesto por Polanski (1963, 1964, 1972) ubicando el área en el territorio geomorfológico de cordillera.

El sector presenta características no homogéneas, desde el punto de vista litológico y estructural. En algunos casos la litología constituye un factor básico en la disposición del relieve dominante, en otros, los movimientos de la corteza terrestre modificaron la disposición de las rocas, resultando estructuras deformadas y desplazadas que no sólo dependen de su litología sino que los distintos afloramientos adquirieron una disposición a veces independiente de la misma. Así, la estructura aparece como el control prioritario de la configuración geomorfológica, ya que el relieve está ensamblado de acuerdo a los grandes lineamientos dados por la dinámica tectónica del área. Bajo este criterio, se considera al territorio dividido en tres grandes áreas, que denominamos según el nombre de las cordilleras dominantes y separadas por valles intercordilleranos. En cada una de estas divisiones se reconocen subunidades, donde se establece su identidad respecto a las características dominantes identificables en el relieve y que corresponden a las características estructurales y a las geoformas resultantes de los procesos geomorfológicos: glaciario, fluvial, remoción en masa y eólico.

El paisaje es policíclico, evidenciado, por geoformas que representan interrupción en los ciclos precedentes.

Se describen las unidades geomorfológicas según el siguiente orden jerárquico:

1. Cordillera de Colangüil

Relieve de sedimentitas y volcanitas

2. Cordillera de La Brea

Relieve de volcanitas

Relieve de sedimentitas plegadas

3. Cordillera del Límite

Relieve de volcanitas y sedimentitas

4. Valles intercordilleranos

Valle del Cura

Valles del Goutale-Blanco y Despolitico-Taguas

5.1. Cordillera de Colangüil

La Cordillera de Colangüil tiene una orientación norte-sur y, en el ámbito de la Hoja, limita al este con el meridiano de $69^{\circ}30'$ long. O y al oeste con el valle del Cura. Los límites norte y sur también se corresponden con las latitudes de la hoja. Esta cordillera, muestra un alto relieve relativo respecto a los sectores más bajos aledaños al valle del Cura.

5.1.1. Relieve de sedimentitas y volcanitas

Los procesos geomorfológicos se desarrollan en un cordón montañoso de litología heterogénea, principalmente sobre afloramientos de sedimentitas neopaleozoicas (Formación Cerro Agua Negra) y volcanitas pérmico-triásicas (Grupo Choyoi).

La red de drenaje presenta un diseño subdendrítico de mediana densidad. Los ríos son tributarios del río del Valle del Cura, entre la quebrada de Las Invernadas y las proximidades de junta de Las Taguas, y presentan un paralelismo marcado de dirección estesudeste-oestenoroeste. Aguas abajo, el río del Valle del Cura toma dirección este y sus tributarios drenan hacia el norte.

El relieve está muy disectado por la acción fluvial, mostrando profundas quebradas donde es común la presencia de capturas.

Debido a las grandes altitudes y consecuentes temperaturas extremas, la zona está expuesta a ciclos diarios de congelamiento y fusión, conduciendo a la congelifración, facilitada por las abundantes diaclasas presentes en las rocas. La presencia de clastos que cubren los afloramientos, las considerables pendientes y el agua de deshielo favorecen los fenómenos de remoción en masa. Merced a un reptaje activo, se destaca la presencia de prominentes taludes, mientras que la abundante

incorporación de agua por los sedimentos, en tiempos de deshielo, favorece la formación de torrentes de barro y flujos parcialmente encauzados que en general están orientados hacia el río del Valle del Cura.

En zonas más altas, tales como el cerro La Coipita, se destaca la presencia de suelos poligonales y lóbulos de solifluxión que semejan pequeñas terrazas de hasta un metro de desnivel.

5.2. Cordillera de La Brea

Los límites de esta unidad están marcados por los paralelos, bordes de la Hoja, el río del Valle del Cura, por el este y por los valles del arroyo del Gollete-río Blanco y arroyo de Los Despoblados-río de Las Taguas, por el oeste.

La acción geomórfica se desarrolla sobre dos zonas de relieve diferenciado por litología y estructura, que corresponden a las subunidades: relieves de volcanitas y de sedimentitas plegadas.

5.2.1. Relieve de volcanitas

Corresponde al afloramiento de rocas volcánicas del Grupo Choiyoi (Pérmico-Triásico Inferior), las volcanitas de la parte superior de la Formación Tobas Valle del Cura (Eoceno) y de la Formación Cerro Las Tórtolas (Mioceno Medio), que afloran en las zonas más altas y hacia el noroeste de esta cordillera.

La red de drenaje presenta un diseño dendrítico de mediana densidad, donde el aporte de los distintos arroyos es recibido por el arroyo del Gollete y el río de Las Taguas. Los valles están gradados, en correspondencia a la aluviación producida durante la glaciación.

Hay abundancia de clastos que cubren las pendientes suavizando el relieve, que provienen de la meteorización física de las rocas. En los laterales de los valles principales, se manifiestan importantes taludes. En las zonas altas hay hielo y se destaca la presencia de lóbulos de solifluxión que semejan pequeñas terrazas, muy abundantes en las inmediaciones del portezuelo de Los Despoblados.

Importantes flujos del tipo parcialmente encauzados y torrentes de barro son observados a partir de las Formaciones Cerro Las Tórtolas y Tobas Valle del Cura, en especial aparecen sobre la margen derecha del río de Los Despoblados, en las proximidades de los baños homónimos y en la zona del río de Las Taguas.

Glaciares de roca se reconocen en las cabeceras de los valles tributarios del arroyo del Gollete.



Figura 57. Formas de disolución y cavernas en la parte superior de la Formación La Ollita (Serie del Yeso). Faldeo oriental de la Cordillera de La Brea, al norte del arroyo Salado.

En las proximidades del portezuelo de Los Despoblados, al igual que en las cabeceras del arroyo del Gollete, es importante la presencia de depósitos glaciares,

correspondientes a morenas, que han sido retrabajados por la acción fluvial, al norte de Cordillera de La Brea, son abundantes los circos y pequeños lagos glaciares (*tarn*).

Se destaca el modelado del relieve por acción de los guanacos que al andar, labran caminos que semejan una trama o red de rombos.

5.2.2. *Relieve de sedimentitas plegadas*

El relieve aquí descrito corresponde a los afloramientos, en parte plegados, de la Formaciones La Ollita y Tobas Valle del Cura.



Figura 58. Flujo de detritos proveniente de la Formación La Ollita, frente de la desembocadura de la quebrada de Las Invernadas, sobre la margen izquierda del río del Valle del Cura.

La red de drenaje posee un diseño del tipo subdendrítico en donde los ríos principales son afluentes del río del Valle del Cura sobre su margen izquierda y, con una orientación similar, a los tributarios de la margen derecha ya sobre la Cordillera de Colangüil. En zonas donde el plegamiento fue más importante, la red de drenaje posee diseño en enrejado, la densidad del mismo es alta y son abundantes las capturas. Los arroyos más pequeños, corresponden a ríos subsecuentes de hábito rectilíneo. De

distribución local, en la cabeceira del arroyo Salado, sobre los yesos de la Formación La Ollita se encuentran formas de disolución (incluyendo cavernas, figura 57) que representan los estadios iniciales del desarrollo de un relieve karstico en el sector. La red de drenaje resurgente es del tipo multicuenca.

El proceso de remoción en masa es muy activo, tanto en los afloramientos de la Formación La Ollita (figura 58) como en aquéllos correspondientes a la Formación Tobas Valle del Cura, que favorecen y condicionan los flujos del tipo parcialmente encauzado y los torrentes de barro, tal como en la zona de confluencia de los arroyos del Zancarrón y Gollete, donde tienen una gran difusión areal y las geoformas individuales han perdido identidad por superposición de eventos.

5.3. Cordillera del Límite

La Cordillera del Límite linda, al este con la Cordillera de La Brea y al oeste con el límite internacional argentino-chileno. Los límites norte y sur también se corresponden con las latitudes de la Hoja Geológica.

5.3.1. Relieve de volcanitas y sedimentitas

Los procesos geomorfológicos se desarrollan en un cordón montañoso de litología no homogénea, sobre afloramientos de volcanitas terciarias.

La red de drenaje presenta un diseño subdendrítico de mediana densidad, los principales ríos tienen hábito entrelazado y sólo son permanentes algunos de ellos. El relieve está muy disectado por la acción fluvial, mostrando profundas quebradas donde es común los diseños en gancho que manifiestan la presencia de capturas.

Los afloramientos están cubiertos por detritos provenientes de la meteorización física, producto en parte de la desagregación de rocas por acción mecánica y por la acción de las heladas que condujo a la congelifración. Muchos de estos detritos están ubicados sobre fuertes pendientes en posición metaestable, donde se destaca un reptaje activo. Es frecuente la presencia de prominentes taludes, torrentes de barro y flujos parcialmente encauzados que en general están orientados hacia los valles principales

(figura 59). Estos flujos fueron en parte producidos por la súbita incorporación de agua de los sedimentos, durante el deshielo. Es importante destacar el gran tamaño alcanzado por las geoformas de remoción en masa como es dable observar en el río de Las Taguas y en el arroyo del Zancarrón, en parte asociada a la abundancia de detritos provenientes de la anterior acción glaciaria.



Figura 59. Fotografía mostrando en primer plano la porción distal de un flujo parcialmente encauzado que produjo el endicamiento del río de Las Taguas en las proximidades de la desembocadura del arroyo Guanaco Zonzo.

En zonas más altas, tales como el cerro Chivato, se destaca la presencia de suelos poligonales y lóbulos de solifluxión.

La acción glaciaria se evidencia por formas de erosión y de acumulación observadas, principalmente en los valles de los arroyos Turbio y Zancarrón, y de los ríos Potrerillo y Las Taguas, donde se reconocen artesas y morenas actualmente remodeladas por acción fluvial.

5.4. Valles intercordilleranos

Las unidades aquí consideradas corresponden a los valles más desarrollados que separan las cordilleras principales.

5.4.1. Valle del Cura

El río del Valle del Cura nace en las proximidades del cerro Bañados, unos 45 km al sur del límite de esta hoja, tiene en el tramo considerado una pendiente regional del 1,24 % con un sentido de drenaje hacia el norte. Corresponde a un río subsecuente que aprovecha los planos de debilidad correspondientes a un sistema de fallas coincidentes con la traza del mismo.

El valle presenta un perfil transversal que en general es asimétrico, con pendientes más abruptas hacia el este y más tendidas hacia el oeste. La mayor pendiente sobre su margen derecha también se manifiesta en la pendiente de los tributarios (p.e.: quebrada de la Bajada del Fierro con una pendiente del 18 %; mientras que el arroyo Leoncito, en la Cordillera de La Brea, tiene una pendiente del 13 %). El tramo sur está orientado hacia el norte-nordeste y, a partir del Codo del Río, su orientación es hacia el norte-nordeste.

El río posee hábito entrelazado y, en parte, sinuoso donde se reconocen tres niveles de terrazas fluviales. Hacia la planicie aluvial confluyen conos aluviales, algunos de ellos superpuestos, y que corresponden a conos segmentados con evidente desplazamiento de ápices y atrincheramiento en los conos más viejos, correspondientes a una concordancia de tributarios anterior. Algunos de ellos son de gran superficie y están convertidos en arenales de dificultosa transitabilidad. Las formas eólicas están representadas por médanos al reparo originados por las voladuras de los extensos

depósitos aluviales presentes en el área.

En los laterales del valle se observa un nivel de pedimentos de flanco.

5.4.2. Valles del Gollete-Blanco y Despoblados-Taguas

Estos ríos drenan en sentidos opuestos a partir de una divisoria de aguas impuesta por la Cordillera del Zancarrón. Las pendientes regionales en el ámbito de la Hoja Geológica, son para el arroyo de Los Despoblados-Taguas del 2,6 % y para el arroyo del Gollete-río Blanco es de 1,9 %.



Figura 60. Baños del Gollete, ubicado sobre la planicie aluvial del arroyo homónimo, formado a partir de la precipitación de sales por actividad hidrotermal. Vista tomada hacia el poniente.

En la Cordillera del Zancarrón los procesos de remoción en masa son relevantes y es dable observar la presencia de flujos que culminan en la planicie aluvial, provocando a veces, el endicamiento de los valles. Estos flujos fueron luego disectados por la acción fluvial, como en el río Las Taguas, en las proximidades del arroyo Guanaco Zonzo. Evidencias indirectas de este endicamiento se corroboran por la presencia de ambientes sedimentarios lacustres producto de una anterior elevación del

nivel de agua.

En el ámbito de la Cordillera del Zancarrón y en los arroyos de Los Despoblados y del Gollete hay evidencias de acción glaciaria por la presencia de morenas laterales en los valles. Estos habrían correspondido a artesas durante el Pleistoceno. Estas evidencias se encuentran a partir de la cota de 4000 m s.n.m., donde también se encuentran bloques erráticos con estrías y valles cuyo perfil transversal en U se corresponde con la actividad glaciaria.

En los arroyos de Los Despoblados y del Gollete (figura 60) hay evidencias de actividad hidrotermal por el fluir de aguas de alta temperatura con concentración de sales que al precipitar formaron conos compuestos por costras ferruginosas y travertinos, de más de 10 metros de altura. Estas localidades (baños del Gollete y Los Despoblados) despertaron el interés por la calidad de sus aguas durante la primera parte de este siglo (véase Sussini *et al.*, 1949).

Evolución geomorfológica

El área fue elevada, durante el Mioceno y sometida a los esfuerzos tectónicos que delinearon su actual estilo estructural, donde la acción fluvial se organizó según el actual sistema principal de valles. Durante el Pleistoceno, por encima de los 4.000 m s.n.m. el área fue englasada afectando principalmente la zona del portezuelo de los Despoblados, el arroyo del Gollete y las zonas más altas de la Cordillera del Zancarrón, linderas con límite internacional.

Durante la glaciación, se ensancharon los valles principales y se produjo la aluviación de los ríos. Con el cambio climático, los depósitos glaciarios fueron movilizados en parte como glaciares de roca, sucediendo que aquéllos depósitos que estaban en pendientes elevadas se movilizaron como flujos rápidos. La acción fluvial, con altos valores de descarga remodeló en gran medida el paisaje glaciario provocando la incisión de los valles y modificando sus perfiles transversales. La mayoría del aluvio presente en los grandes valles es relictico y el remodelado fluvial se encuentra demorado por los bajos valores de las descargas actuales.

La presencia de tres niveles de terrazas fluviales corresponden en parte al

rejuvenecimiento del paisaje, producido por el ascenso neotectónico del área y también a la inscisión de los valles producidos en períodos interglaciarios. Estas evidencias también se manifiestan en la presencia de conos segmentados y atrincherados por erosión producida por cambios en la descarga por causas climáticas y/o causales tectónicas.

Tendencias actuales

Las tendencias actuales en la evolución del paisaje indican que debido a la gran abundancia de detritos, ubicados en posición metaestable en las laderas de los valles y a las especiales características litológicas de las unidades litológicas, tales como la Formación Tobas Valle del Cura, se presenta una gran susceptibilidad a los movimientos de remoción en masa. En este ámbito geológico, donde los movimientos de la corteza son un factor activo, la tectónica no sólo es responsable de la disposición o arreglo de los afloramientos sino que debe ser analizado como una acción directa que interactúa con los distintos procesos geomorfológicos ya que cualquier movimiento puede ser la causa o disparador de fenómenos de remoción en masa o provocar interferencias en la evolución del ciclo fluvial.

En el límite internacional, que se corresponde con la divisoria de aguas entre las cuencas de los Océanos Atlántico y Pacífico, la morfogénesis fluvial permitirá las capturas de aguas de la cuenca atlántica hacia el lado chileno con la consecuente migración de la divisoria de aguas hacia el este. Las grandes altitudes y consecuentes temperaturas extremas exponen la zona a ciclos diarios de congelamiento y fusión, conduciendo a la congelifracción, proceso que se encuentra favorecido por las abundantes diaclasas presentes en las rocas.

Las geoformas glaciarias están asociadas al englasamiento ocurrido durante el Pleistoceno y los depósitos están siendo lentamente removilizados, por los bajos valores de descarga de los ríos que son alimentados durante los deshielos.

Debido a las tendencias mencionadas, los principales riesgos geológicos asociados son aquellos producidos por la inestabilidad de pendientes, acrecentados por la acción antrópica en los laboreos mineros de desmonte y en la construcción de

caminos. También debe preverse la posibilidad de recurrencia de fenómenos de remoción en masa que pueden conducir a **erdicamientos** con los riesgos asociados de inundación.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Carbonífero Tardío y el Pérmico Temprano se produjo en la región una importante sedimentación epiclástica correspondiente a la Formación Cerro Agua Negra. Las areniscas y pelitas de esta unidad fueron depositadas en el extremo austral de la cuenca neopaleozoica de Río Blanco y representan sedimentación en ambiente mixto (desde facies marinas de plataforma hasta depósitos fluviales de plataforma deltaica subaérea).

Probablemente debido a los movimientos de la Fase Diatrófica San Rafael, ocurridos durante el Pérmico Temprano, las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra fueron intensamente deformadas y cubiertas en discordancia angular por un espeso conjunto lávico correspondiente al Grupo Choiyoi. Este volcanismo, de acuerdo a datos geoquímicos, se desarrolló bajo dos regímenes tectónicos diferentes. El más antiguo, desarrollado probablemente durante el Pérmico Temprano, correspondería a la existencia de un margen pacífico activo, que originó y controló la evolución del arco magmático. En una segunda etapa, desarrollada desde fines del Pérmico Temprano hasta los inicios del Triásico Temprano, se produjeron procesos distensivos que imprimieron a la eruptividad una naturaleza más ácida.

Genéticamente relacionado a este volcanismo se produjo la intrusión de los plutones que conforman el batolito de Colangüil. La representación de estos cuerpos en el área es escasa y se limita a la aparición de un reducido asomo del Granito Los Puentes formado durante el Pérmico Tardío. En forma paralela a este volcanismo y plutonismo, se produjo el emplazamiento de enjambres de diques que intruyeron tanto a las sedimentitas de la Formación Cerro Agua Negra como al Grupo Choiyoi.

Desde el Triásico Temprano y hasta el Cretácico, aparentemente el área se comportó como una zona positiva, sin que hasta el momento se halla encontrado registro estratigráfico para este intervalo.

Aunque de edad algo imprecisa, es probable que durante el Cretácico-Pleoceno se haya formado una estrecha cuenca sedimentaria, en la que se depositaron los bancos rojos de la Formación Río de La Sal. Los conglomerados, areniscas y pelitas que componen esta unidad indicarían el desarrollo de sedimentación fluvial, incluyendo

depósitos de ríos entrelazados, abanicos aluviales y facies efímeras estrechamente relacionadas a acumulaciones lacustres con delgados niveles de evaporitas. La composición lítica volcánica de las areniscas y la presencia en algunos perfiles de intercalaciones riolíticas muy alteradas, indica la existencia de volcanismo activo durante al menos parte de la sedimentación de Río La Sal.

Importantes movimientos, ocurridos probablemente durante el Eoceno temprano, habrían producido el ascenso y basculación de los bloques generando una nueva cuenca paleógena. En ella se depositó una gruesa secuencia epiclástica-piroclástica incluida en la Formación Tobas Valle del Cura. Esta unidad exhibe un complejo patrón de evolución de facies sedimentarias; inicialmente los depósitos fueron conglomerádicos y brechosos depositados con toda probabilidad en áreas de abanicos aluviales y en sistemas fluviales entrelazados proximales constituyendo el relleno inicial de la cuenca. Posteriormente comenzó a tomar gran importancia el volcanismo, como lo señalan los gruesos paquetes de tobas y aglomerados volcánicos de la parte media y superior de la unidad. Por otro lado aparecen en este intervalo varias intercalaciones volcánicas, de composición preponderantemente andesítica y dacítica junto con coladas ignimbríticas ácidas.

Con el derrame de las volcanitas del Grupo Doña Ana en la Cordillera de Zancarrón y en la línea de altas cumbres, comenzó uno de los períodos de mayor actividad volcánica en el área desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno Temprano. Consideramos muy probable que en forma sincrónica con este volcanismo halla comenzado el importante fallamiento inverso que caracterizó a la mayor parte de la Orogenia Andina, las fases de deformación principales produjeron sendas discordancias entre la totalidad de las unidades volcánicas neógenas.

Mientras la actividad volcánica se reiniciaba en el Mioceno Temprano con el derrame de las volcanitas de la Formación Cerro Las Tórtolas, es muy probable que hacia el este la sedimentación haya sido continua y este representada en la Formación La Ollita. Esta unidad, formada en su mayor parte por conglomerados y areniscas líticas volcánicas, se habría depositado en una cuenca de retroarco representando la sedimentación volcanoclástica sincrónica con el mencionado magmatismo. Un aspecto

destacable de la Formación La Olla, es la aparición durante el Mioceno Medio de depósitos de origen marinos como que incluye importantes facies evaporíticas.

En el área occidental de la Hoja Geológica, y durante fines del Mioceno Medio y principios del Mioceno Tardío, se produjo el derrame de coladas de composición ácida que incluyen algunos domos riolíticos, ignimbritas ácidas y tobas cristalinas. Este episodio conocido en Chile como Formación Tambo, estaría representado en el sector argentino en el área del Río Potrerillos y en los afloramientos ubicados al noroeste.

La continuación de actividad volcánica en la línea de altas cumbres, aunque localizada y de más limitada extensión que la correspondiente a la Formación Cerro Las Tórtolas, está representada en las Andesitas Mio-Pliocenas. Este volcanismo se extendió desde el Mioceno Tardío hasta el Plioceno Temprano.

Aparentemente los rasgos principales de la actual morfología del valle del Cura fueron delineados ya durante el Plioceno Tardío, cuando se depositó la Formación Los Bañitos (Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano). Esta unidad representa la sedimentación aluvial afectada por los últimos movimientos pliocenos de la Orogenia Andina. La sedimentación fue principalmente fanlomerádica, incluyendo facies de abanicos imbricados (que descendían de las áreas positivas representadas por las Cordilleras del Zancarrón, La Brea y Colangüil), drenados por sistemas fluviales axiales.

La glaciación pleistocena está muy bien representada en la comarca, principalmente por morenas aflorantes en el piso del valle del Cura y en los principales valles que drenan desde la línea de altas cumbres hacia el este. En forma paralela, en los valles del Cura y del río Blanco, existen niveles aterrizados que por su altura es muy probablemente tengan edad pleistocena y corresponden a sistemas fluviales proglaciales o postglaciales.

Finalmente durante el Reciente y el Actual, los procesos de remoción en masa se ven favorecidos por el carácter árido, la falta de vegetación, las altas pendientes y la gran disponibilidad de sedimentos acumulados en taludes inestables.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. Introducción

Las manifestaciones minerales en el ámbito de esta Hoja Geológica, están relacionadas, en forma dominante, con los episodios volcánicos ocurridos durante el Paleógeno y Neógeno.

Las características geológicas del sector andino sobre ambas márgenes cordilleranas se encuentran dominadas por el ambiente geológico del denominado Distrito Minero El Indio, el cual presenta algunos cambios en el modelo de la estratigrafía local dependiendo, principalmente, de los diferentes pulsos magmáticos involucrados.

Numerosos trabajos geológico-mineros han sido efectuados en esta zona, los que han conducido a orientar las investigaciones mineras en los últimos años como producto del interés despertado en las manifestaciones auríferas presentes (Maksaev *et al.*, 1984; Ramos y Sacomani, 1987; Ramos, 1987; Nullo, 1988; Marín y Nullo, 1989; Nullo y Marín, 1992; Godeas *et al.*, 1993; Martínez *et al.*, 1993; Otamendi *et al.*, 1994; Martínez *et al.*, 1993; Jones, 1995; Ramos, 1995a-b; Jones *et al.*, 1996).

De los diferentes pulsos volcánicos intervinientes, los correspondientes al Oligoceno tardío-Mioceno Medio son los mejor representados en la comarca de la Hoja Geológica. Estos fueron agrupados en las Formaciones Tilito, Escabroso y Cerro Las Tórtolas. Es este volcanismo el que se encuentra aflorando en las áreas de alteración hidrotermal.

Desde el punto de vista genético de las manifestaciones minerales, se han postulado probables mecanismos asociados con la mineralización (Nullo, 1988; Ramos, 1995a-b, Jones *et al.*, 1996) todos ellos relacionados con los procesos geotectónicos ocurridos en el arco magmático a partir del Paleógeno, momento del incremento en la velocidad de subducción de la placa oceánica con la placa sudamericana (Isacks *et al.*, 1982).

Para analizar el sector del arco magmático que comprende la Hoja, se debe tener en cuenta que la actividad volcánica en la región, desde su inicio en el Eoceno medio a

superior hasta el Mioceno Medio, contó con una activa participación volcánica, mientras que, a partir del Mioceno Tardío, esta actividad mermó, como resultado del inicio de la colisión de la dorsal de Juan Fernández con la trinchera oceánica (Isacks *et al.*, 1982; Ramos, 1995b) desplazándose, a partir de ese momento, hacia sectores orientales internos de la placa continental, con la consiguiente subhorizontalización (Kay *et al.*, 1987, 1988; Ramos *et al.*, 1987, 1990).

En este sector cordillerano las volcanitas de la Formación Cerro Las Tórtolas, representa la culminación del volcanismo intenso, asociándose el evento con el enfriamiento de la placa y el engrosamiento del espesor de corteza (Kay *et al.*, 1987, 1988; Godeas *et al.*, 1993; Otamendi *et al.*, 1994; Ramos, 1995b).

Desde el punto de vista de las manifestaciones minerales de este sector se ha interpretado que los pulsos mineralizantes están asociados con la etapa de volcanismo entre el Oligoceno tardío y Mioceno Medio (Grupo Doña Ana y Formación Cerro Las Tórtolas) y con procesos de cizallamiento meridional (Nullo, 1988; Martínez *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1996).

7.2. Descripción de los depósitos minerales más importantes

7.2.1. Descripción de los depósitos minerales

a. Área Veladero

Ubicación y acceso

Al Área Veladero, ubicada entre los paralelos 29° 10' y 30° 07' y los meridianos 69° 30' y 70° 00', se accede por medio de un camino minero que cruza el portezuelo de Conconta. Desde allí, y por una huella desarrollada sobre el del valle del Cura, se arriba a la quebrada del arroyo del Zancarrón; y luego a las nacientes de la quebrada Veladero que fluye hacia el norte y es afluente del río de Las Taguas. El área dista aproximadamente 220 km al norte de la ciudad de San Juan.

Investigaciones mineras anteriores

La Secretaría de Minería de la Nación inició la prospección en este sector de manifestaciones con alteración en noviembre de 1980, mediante el método de muestreo geoquímico de sedimentos de corriente y estudios geológico-mineros (Rojo y Petrelli, 1981a,b,c; Pelichotti y Petrelli, 1983; Simón y Cardinali, 1985; Cardó y Martos, 1987a-b, 1988a-b, 1989; Palacios, 1987; Petrelli, 1987; Ramos, 1987, 1995b; Ramos y Saccomani, 1987; Rojo, 1987a-b, 1988; Marín y Nullo, 1989).

Para efectuar los reconocimientos mineros la Secretaría de Minería de la Nación, cubrió el sector con un Área de Reserva de 13.000 hectáreas. En 1987, la misma repartición oficial, efectuó un relevamiento topográfico, muestreo de trincheras y muestreo de chip de roca.

Geología local

El área de Veladero puede ser dividida en dos sectores: Veladero Sur y Veladero Norte, teniendo en cuenta las diferentes características geológicas de la región.

Veladero Sur

La geología de este sector está ampliamente dominada por volcanitas terciarias correspondientes al Grupo Doña Ana (figura 61). En particular las zonas de alteración más importantes se presentan en la Formación Tilito (Oligoceno tardío-Mioceno Temprano; figura 62). Está compuesta por riolitas, riodacitas, ignimbritas y escasas andesitas, junto a algunos cuerpos hipabisales correspondientes en su mayoría a pórfiros dacíticos. Esta secuencia se halla dispuesta con inclinaciones variables, tanto hacia el este como al oeste, con ángulos de hasta 45° como máximo (Nullo, 1988).

Sobre esta unidad se disponen en forma discordante, basaltos y andesitas referidas a la Formación Escabroso (Mioceno Temprano), que afloran en las partes altas de la Cordillera del Límite.

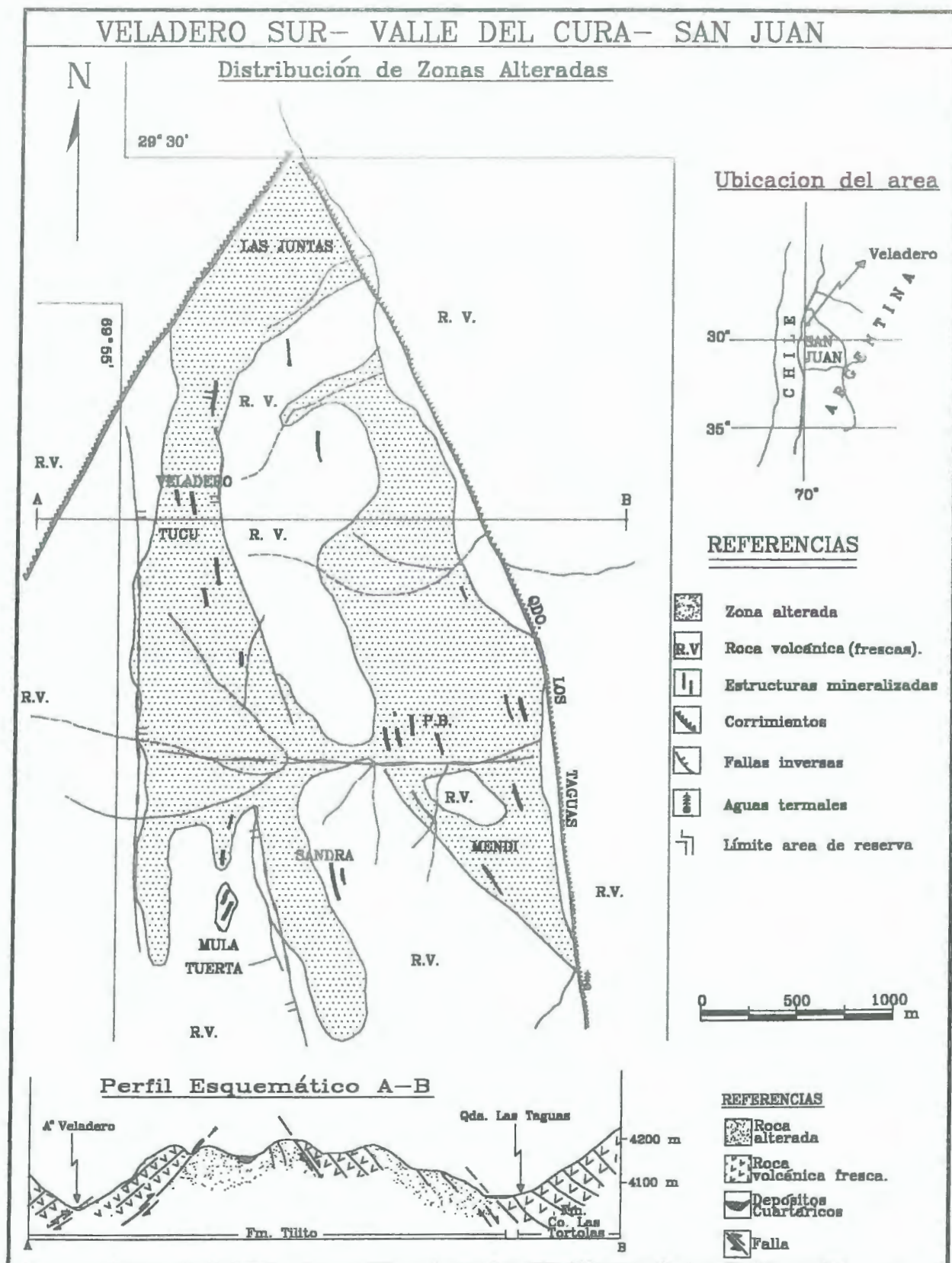


Figura 61. Área Veladero Sur, sectores de alteración en la Formación Tilto (modificado de Cardó y Martos, 1988a-b; Nullo, 1988).

Finalmente el Grupo Doña Ana es cubierto por andesitas y dacitas de la Formación Cerro Las Tórtolas del Mioceno Inferior a Medio y por las andesitas correspondientes a las Andesitas Mio-Pliocenas.



Figura 62. Aspecto de las zonas de alteración (Grupo Doña Ana, Formación Tilito) correspondiente al Área Veladero Sur.

La zona de Veladero se encuentra bordeada por un sistema de fallas de rumbo noroeste-sudeste y noreste-sudoeste (figura 60) que han funcionado como fallas extensionales, durante el proceso de mineralización para, luego, actuar como fallas inversas o corrimientos dando, como resultado, la configuración actual de la estructura.

Veladero Norte

Esta zona se diferencia de la de Veladero Sur por la aparición de ignimbritas y cuerpos subvolcánicos referidos a la Formación Tambo. Esta unidad, ubicada en el Mioceno Medio-Mioceno Tardío, está compuesta por ignimbritas, riolitas, brechas y tobas que cubren en discordancia a las Formaciones Tilito y Cerro Las Tórtolas.

En el área del río Potrerillo, entre los niveles ignimbríticos correspondientes a la Formación Tambo y las volcanitas y pórfidos de la Formación Tilito, se intercala un nivel de brecha cuarzosa, limnonitizada y parcialmente mineralizada conocida como “Brecha Agostina” (figura 63).



Figura 63. Vista de las áreas de alteración desarrolladas sobre la Formación Tilito (Área Veladero Norte, sector próximo a la confluencia del arroyo Guanaco Zonzo y río Potrerillo).

Características de la mineralización

Para el sector de Veladeo Sur, se ha determinado que la mineralización está distribuída en forma de pequeñas vetillas, que aparecen con una mayor concentración en los sectores de mayor alteración. Para una mejor observación del sistema de vetas y vetillas del área, durante las tareas prospectivas llevadas a cabo por parte de la Secretaría de Minería, se efectuaron numerosas trincheras con topadora (figura 64).



Figura 64. Trincheras y destapes en el área del cerro Potrerillo (Área Veladero Norte).
Obsérvese: *A*, Formación Tilito alterada; *B*, "Brecha Agustina"; *C*, Grupo Doña Ana alterado;
D, Formación Tambo (ignimbritas y tobas).

Como resultado de estas observaciones (Rojo y Petrelli, 1981a-b-c; Cardó y Martos, 1987a-b, 1988a-b, 1989; Petrelli, 1987; Ramos, 1987; Ramos y Saccomani, 1987; Rojo, 1987a-b, 1988; Nullo, 1988; Marín y Nullo, 1989) se determinó que la mineralización del área se dispone en los sectores alterados, donde se concentran las vetas delgadas portadoras de Au y Ag. Junto a estos elementos, en las vetas delgadas, se ha determinado la presencia de grupos de cristales de calcopitita, galena y enargita. La ganga en las vetillas está constituida por cuarzo, limonita y yeso. La mineralogía de alteración está caracterizada por la abundante presencia de alunita.

En lo que respecta al Área Veladero Norte, la mineralización se encuentra vinculada a la alteración producida sobre las facies volcánicas de la Formación Tilito por la intrusión de pórfidos mesosilícicos (figura 64).

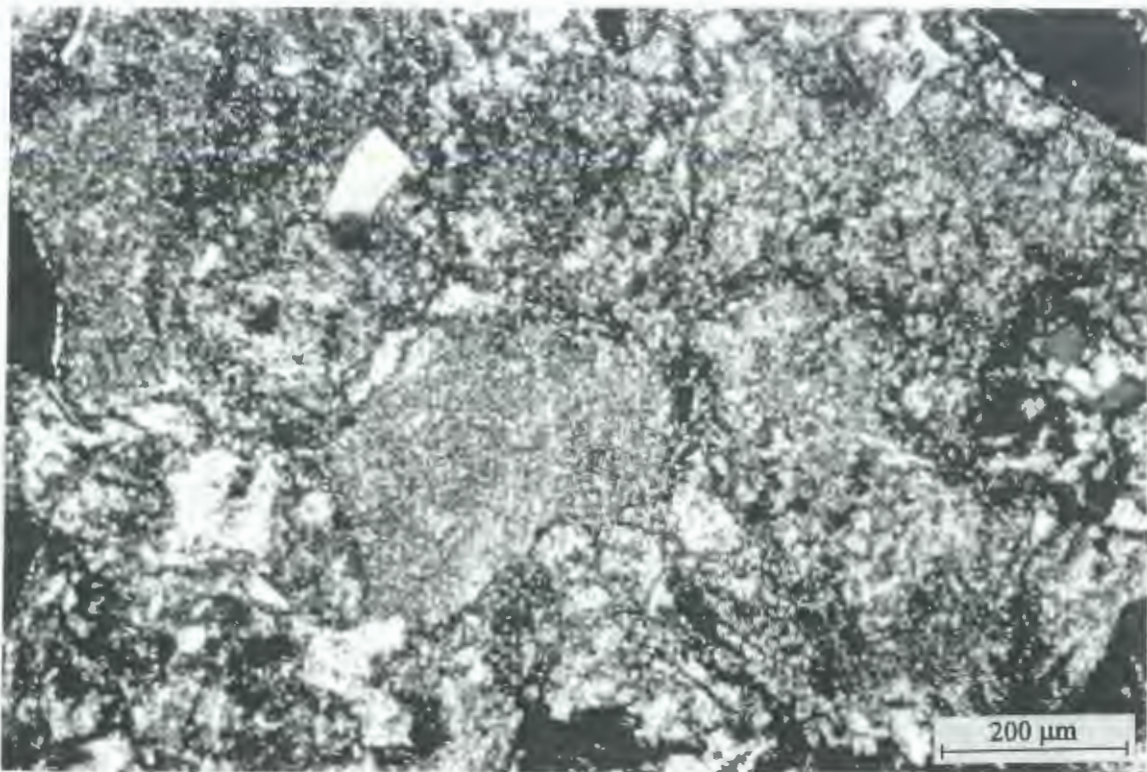


Figura 65. Alteración argílica y silíceea moderada en brechas volcánicas de la Formación Tilito, Área Veladero Sur.

Estudios complementarios

Para el Área Veladero Sur, se realizaron estudios petrográficos (Godeas, 1984; Godeas y Pezzutti, 1991) y calcográficos (Donnari, 1984a-b) de gran parte de las muestras, en las que se determinaron minerales de alteración por estudios de rayos X, para conocer la zonación del prospecto (figuras 65, 66 y 67); también se determinó oro nativo en tamaños de entre 5 a 10 micrones.

Los análisis químicos efectuados sobre la prospección geoquímica de superficie, reportan valores de oro y plata sobre una población de 700 muestras, que dieron de 0,2 a 22,4 ppm, mientras que los de plata llegaron a 500 ppm (Cardó y Martos, 1988a-b).

El área fue dividida en once sectores favorables para la mineralización (Cardó y Martos, 1988a). Las estructuras asociadas son, principalmente, extensionales, con una importante alteración en la roca de caja. En Veladero Sur son vetas paralelas, ramificadas, entrecruzadas, en lazos sigmoides, en rosario y cuerpos brechosos. Las corridas de las vetas son de 10 a 200 m y el ancho entre 0,1 a 4 m de potencia.

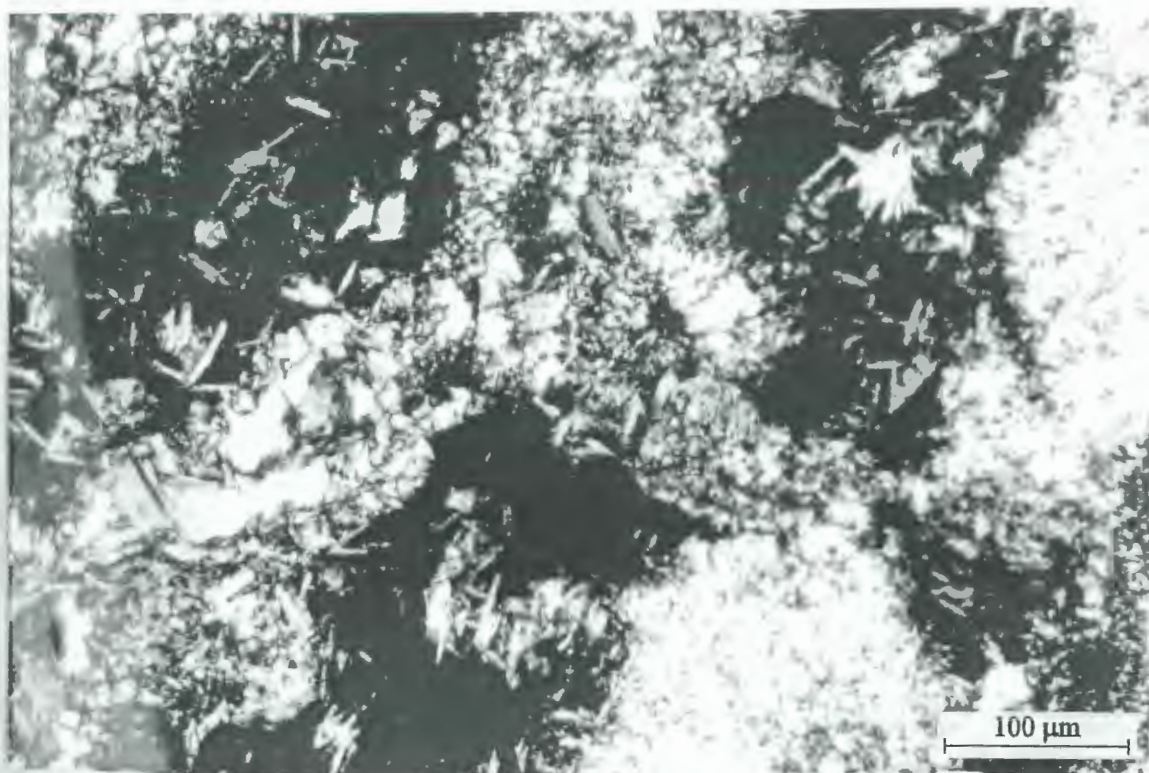


Figura 66. Aspecto de la alteración argílica y sericítica en las volcanitas de la Formación Tilito, Área Veladero Sur.

Alrededor de 30 vetas silíceas que presentan en su mayor parte un desarrollo propolítico en la zona de la Formación Tilito (Cerdó y Ochoa, 1984). Estas vetas fueron denominadas por dichos autores como Pul, Muerto, Sancho, El Tufo, El Tufo Negro, Mu, Mendy, Cerro Veladero, Princesa, Encrucijada, P.B. Membrillo y Doña María. Muestran vetas de reemplazo incompleto con sílice y escasa cantidad de alteración lateral.

También se encuentran vetas de hasta 4 m de potencia con reemplazo de sílice, con cristales de cuarzo de tamaño fino y pequeño conteniendo limonitas y escasos cristales de sulfuros no identificados. En Mendy y P.B. se presentan brechas de cuarzo traslúcido, sin espacios abiertos, conteniendo pequeños cristales de pirita.

En casi todos los casos la mineralización consiste en electrum y oro nativo, sólo observables al microscopio; pirita diseminada, escasas venillas de calcopirita, covelina y galena. Como minerales secundarios se ha determinado alunita, yeso, limonitas, calcita y azufre.

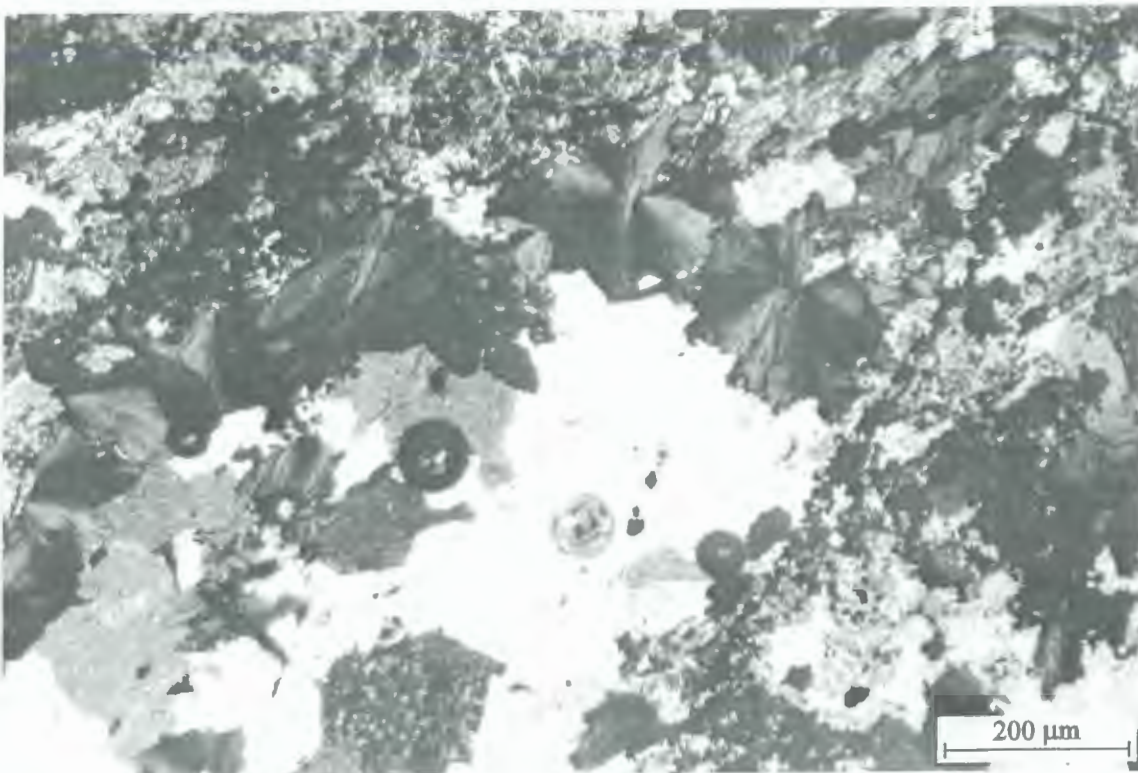


Figura 67. Alteración propolítica en las volcanitas de la Formación Tilito, Área Veladeo Sur. Obsérvese desarrollo de calcita, cloritas y arcillas.

La alteración hidrotermal muestra una zonación bien definida donde se observa silíceo, silíceo-sericitico, argilico y propilitico (figuras 65, 66 y 67).

Con posterioridad, se determinaron sectores con vetas con mayores posibilidades auríferas (Cardó y Martos, 1989) como las vetas Doña María, La Punta, Membrillo y sector El Tucú.

Modelo metalogénico asimilable

Se trata de un sistema epitermal de tipo Au (Heald *et al.*, 1987), desarrollado sobre rocas volcánicas, principalmente, en las correspondientes a la Formaciones Tilito y Escabroso. Este sistema, en parte, continuó su actividad hasta el Cuaternario, sin que en esta etapa final se produjeran procesos mineralizantes.

De los conocimientos geológicos superficiales obtenidos hasta la fecha se puede, tentativamente, incluir el área de Veladero en un sistema de alta sulfuración (Hedenquist, 1987) que estuvo asociado con un proceso tectónico de tipo extensional-transpresivo (*chess-board*) de diseño romboédrico, que permitió el ascenso de los líquidos mineralizantes (Cardó y Martos, 1988b; Nullo, 1988; Martínez *et al.*, 1993, Jones *et al.*, 1996).

Caracterización económica. Usos del mineral

De los valores publicados se puede mencionar que las concentraciones de Au y Ag se presentan en los cuerpos de cuarzo brechoso (Cardó y Martos, 1988b). De las áreas con mayor alteración, como Mendy y P.B., se han obtenido de destapes y trincheras, valores de Au de 0,1 a 3,75 gr/ton. Le siguen, con menor importancia, sectores como Cerro Veladero, Sandra y los cuerpos de Membrillo, Doña Marta y La Junta.

Infraestructura minera

El área no posee infraestructura minera a la fecha.

b. Área Zancarrón

Ubicación y acceso

Esta zona de alteración fué conocida, inicialmente, en la literatura geológica como Proyecto Chezanco, cuando era operada por la Empresa Río Frío S.A. Se encuentra localizado en el departamento de Iglesias, provincia de San Juan, sobre el límite internacional argentino-chileno.

Para acceder al área se atraviesa el portezuelo de Conconta, partiendo desde la localidad de Tudcum. Desde allí se continúa por una huella minera, primero en dirección al norte por el valle del Cura, para luego girar en dirección oeste-noroeste hasta llegar al límite internacional con Chile, que en este punto está a una altitud 4600 m s.n.m. El proyecto dista 380 km al noroeste de la ciudad de San Juan.

Investigaciones mineras anteriores

Los primeros datos de la presencia de mineral de oro en este sector fueron brindados por exploradores chilenos en la zona de El Indio entre los años 1974-1975.

Entre los escasos trabajos disponibles en la literatura argentina, sobre esta área, deben destacarse los de Angelelli (1984), Simón y Cardinali (1985), Cardó (1987b) y Heresmann y Davicino (1990).

Entre 1979 y 1980, un sector del área de la Cordillera de los Andes, al norte de la provincia de San Juan, que cubría una área de 50 km de longitud y se extendía varios kilómetros hacia el este (cerca de 15 km), fué solicitado para su exploración por la Compañía Río Frío S.A., determinando en ese momento numerosas zonas de alteración. Entre todas estas zonas se encontraba el Área de Zancarrón.

Como resultado general de estas exploraciones mineras de la Empresa Río Frío S.A., se determinaron numerosos blancos de estudio, entre los que se cuentan las áreas Los Bañitos, Río Frío y El Carmen, entre otros (véase Malizia, 1997a-b).

Las exploraciones mineras detalladas de dicha empresa comenzaron en Zancarrón debido a los altos valores de oro presentes en su superficie que arrojan valores de aproximadamente 20 a 500 gr/t o más. En esa oportunidad se efectuó un cortaveta (tunel Virgo) galenas paralelas a las vetas para su explotación (figura 67)

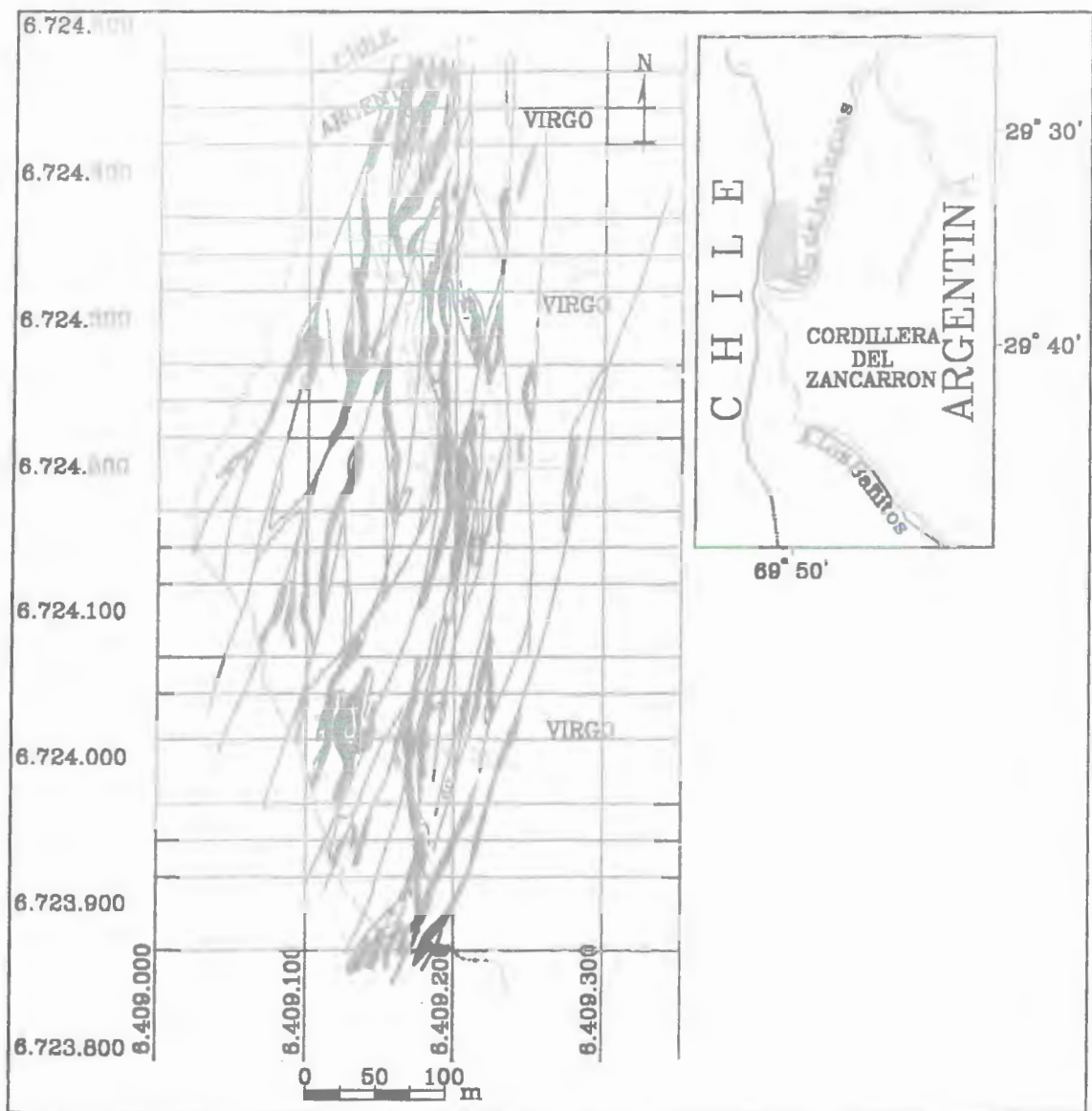


Figura 67. Distribución de las vetas mineralizadas en el Área Zancarrón.

Las exploraciones mineras se realizaron, exclusivamente durante los meses de verano, entre 1983 y 1990. Los trabajos sufrieron numerosas interrupciones debido a la problemática legal que rodeó este Proyecto, para finalizarlas en los inicios de 1991.



Figura 69. Labores mineras en los sectores argentino y chileno de Zancarrón. Sobre la derecha trincheras y destapes del área de Chezanco (Argentina), a la izquierda Sancarrón chileno.

En 1992 la Empresa Río Frío S.A. se asoció en este emprendimiento (*joint venture*) con la Empresa Gencor explorando con mayor intensidad algunos sectores cordilleranos. Con posterioridad a 1992 y hasta la actualidad, toda esta región fue explorada, en forma intensa, por numerosas compañías mineras. En la actualidad el área pertenece a la Empresa Argentina Gold.

Geología local

El área está caracterizada por la presencia de un conjunto de rocas volcánicas y subvolcánicas de composición dacítica a andesítica, entre las que predominan las tobas y brechas. Las rocas aflorantes pertenecen a las Formaciones Tilito, Escabroso y Cerro Las Tórtolas, determinadas por continuidad de los afloramientos con sectores donde han sido datadas las rocas más frescas. Sin embargo el conjunto de afloramientos dentro del área Zancarrón, se presenta muy alterado (figura 69).

Las exposiciones tienen una inclinación general al oeste y están intruídas por cuerpos andesíticos, cuya edad, posiblemente, esté cercana al el evento volcánico de la Formación Tilito.

El resto del área, aproximadamente el 50%, está cubierto por depósitos glaciarios y coluviales del Cuaternario.

La estructura dominante es nororoeste-sursureste a norte-sur (figura 70), coincidente con el rumbo del límite internacional, para este sector. Estudios detallados de las estructuras presentes muestran que los lineamientos mayores son norte-sur (0° a 20°) y noroeste (320° a 340°) con longitudes del orden de los cien kilómetros (Martínez *et al.*, 1993). Otros lineamientos menores, que cortan las estructuras principales, tienen un rumbo este-oeste y oestenoeste-estesudeste. Estas últimas direcciones son de importancia económica debido a la posibilidad de ofrecer espacios para la circulación de líquidos mineralizantes, que coinciden con los sistemas estructurales del basamento, reactivados durante los episodios orogénicos del Terciario (Coira *et al.*, 1975; Bassi, 1988; Uliana *et al.*, 1989; Baldis *et al.*, 1990 y Nullo, 1991).

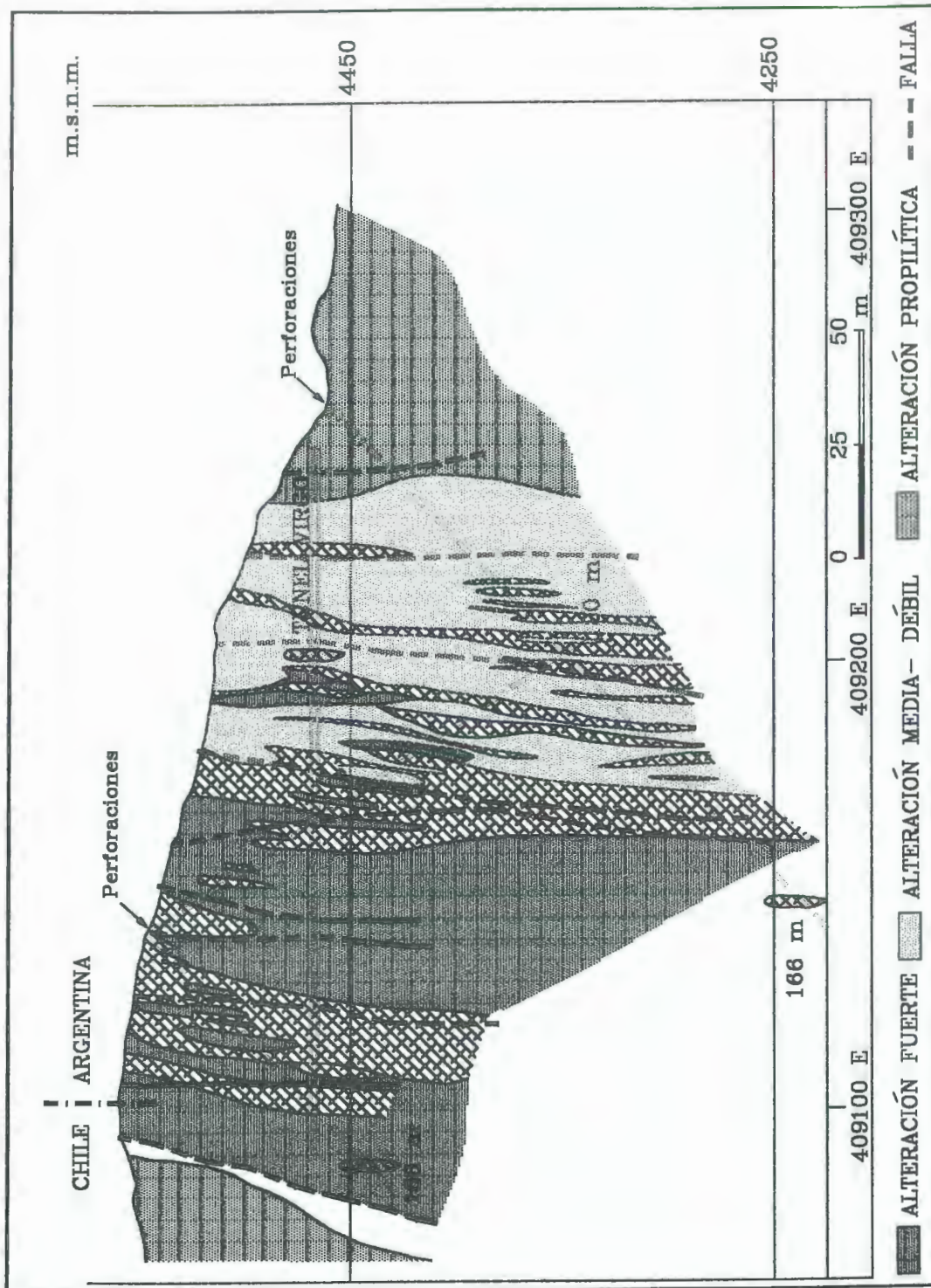


Figura 70. Corte idealizado del Área Zancarrón (Sección 6.724.015 N). Para ubicación véase figura 68.

Se ha establecido una secuencialidad en la actividad tectónica, coincidente con otras observaciones estructurales regionales, en la que, inicialmente, se instaló un

régimen tensional, de dirección perpendicular al eje cordillerano, provocando un riftificación del área. Este evento se ha asociado con la actividad magmática básica, representada por el Basalto Las Máquinas (Ramos *et al.*, 1987; Nullo y Marín, 1992; Martínez *et al.*, 1993). Con posterioridad, se produjo un proceso compresivo, acompañado por un movimiento de cizalla con empujes oblicuos, lo que produjo corrimientos importantes (Nullo, 1988; Marín y Nullo, 1989; Martínez *et al.*, 1993; Jones *et al.*, 1996).

Características de la mineralización

La mineralización asociada con el proceso de alteración del cuerpo, está caracterizada por la presencia de oro junto con sulfuros y sulfosales.

En los sectores de vetas, Heresmann y Davicino (1990) han determinado la presencia de:

- Au-Ht-Cpy-Py-(Cu)-S-En-baritina-alunita
- Au-cinabrio-baritina
- Sílice-enargita-covelina-escodorita-cuarzo-S-alunita
- Sílice-Au-baritina-petzita?
- Au incorporado en alunita blanca microcristalina con Ht dendriforme
- Au con sílice con Py y En, con alunita blanca, baritina y azufre

Estudios complementarios

El área cuenta con mapas geológicos de detalle y un intenso muestreo de superficie y de subsuelo. Se han efectuado más de 9,4 km de trincheras y 2 km de túneles cortavetas. Hasta 1992 se habían efectuado 58 pozos con aire reversa, totalizando unos 7.985 metros. También se efectuaron 8 perforaciones con diamantina que totalizan 1.058 metros. Más de 12.000 muestras de exploración cubren la totalidad del área de alteración.

El área está caracterizada por una intensa alteración, en especial el sector sur, la que se continúa hacia Chile (Proyecto Sancarrón, Chile). Esta alteración abarca una superficie de 400 m en sentido norte-sur y 300 m de ancho.

La alteración hidrotermal está fuertemente controlada por dos sistemas de fallas de dirección noreste-sudoeste, con una inclinación vertical dominante. La distribución del fallamiento, en las zonas alteradas, muestra fajas de asociaciones paragenéticas que se detallan a continuación.

Un halo propilítico externo, en general, desarrollado con anterioridad a la asociación argílica intermedia y argílica avanzada, donde se disponen cuerpos silíceos en las zonas internas (figura 71). De acuerdo con Heresmann y Davicino (1990) se observan relaciones de variaciones gradacionales de la alteración hacia las rocas frescas y de la zona argílica incipiente, con aparición de caolines, hacia una zona con desaparición de cloritas.

Las asociaciones de alteración más comunes son: epidoto \pm clorita \pm calcita-cuarzo yeso-limonita \pm manganita \pm pirolusita \pm pirita.

Alteración argílica intermedia: está integrada por caolín-sericita acompañada o no de sílice o de clorita. Zonas y bandas de sílice-sericita en las que aparece pirita diseminada la que, en los sectores oxidados, produjo hematita, goethita, jarosita y limonita.

Alteración argílica avanzada: se identificaron dos zonas con estas características. Zona de fracturación penetrativa (*stockwork* alunitico), con dos cuerpos elípticos, separados por zonas de fallas. Dentro de ellos se destacan sectores con intensa lixiviación ácida extrema con sílice porosa, azufre nativo, escodorita-enargita y alunita pervasiva. También se observa silicificación en venillas.

Sílice-alunita: (blancas y rosadas) \pm baritina \pm azufre con enargita-escodorita-calcanita-(cinabrio), con abundante oro en sílice o alunita, o asociado con sulfosales.

Estas zonas son las de más alta alteración de este yacimiento epitermal de tipo sulfato ácido, dispuesta por debajo de las aguas subterráneas.

Vetas y cuerpos silíceos: se presentan con baritina \pm alunita-jarosita desde centímetros hasta metros de ancho. Estas estructuras alteradas son las portadoras de oro en cantidad comercial.



Figura 71. Detalle de la alteración sobre volcanitas del Grupo Doña Ana, Sector Virgo (Área Zancarrón).

Modelo metalogénico asimilable

La mineralización del Zancarrón está compuesta principalmente por Au. Cuando el oro está libre, su tamaño varía entre 5 a 15 micrones.

De acuerdo con Heresmann y Davicino (1990) el área Zancarrón es un depósito epitermal de tipo ácido-sulfato (Heald *et al.*, 1987) o bien podría ser encuadrado como de sulfuración alta (Bonham, 1988).

Este depósito guarda muchas similitudes con el Proyecto Tambo y El Indio, ambos en Chile.

Infraestructura minera

En el Área Zancarrón, inicialmente se minaron 20 t de roca con 401 gr/t, las que fueron enviadas a Alemania para su refinación y de las cuales se obtuvieron 8,0 kg de Au. Con posterioridad, de la superficie del terreno y de los sectores minables de

galerías, se seleccionaron y transportaron a la localidad de San Juan 4.700 t con 82,22 gr/t de Au de promedio, las que fueron tratadas en una planta de cianuración en San Juan y, luego, refinadas obteniéndose 395,7 kg de Au y 101 kg de Ag.

La mineralización de Au está asociada con un conjunto de vetas con alteración argílica. Estas vetas son paralelas a subparalelas y, en otras oportunidades, sigmoidales, su ancho varía entre 0.5 a 1 m. En general con estas características cubren una zona de 10 m de ancho o más. La mineralización cubre una profundidad de 200 m, mostrando una tendencia a su cierre (figura 69).

Como resultado de las operaciones mineras en el área, con posterioridad se recuperó material desechado originalmente por baja ley, el que fue tratado y del que se obtuvieron 11,2 kg extra de Au partiendo de una concentración de 3,0 gr/tn.

La causa del cese de actividades fue la extracción total de la concentración de Au presente en el área limítrofe.

7.3. Dominios Metalogenéticos

En la comarca que abarca esta Hoja Geológica, se han determinado dos sectores o dominios, cuyas características metalogenéticas permiten identificar distintos eventos magmáticos asociados con procesos mineralizantes, siendo éstos los responsables de la presencia de Au y Ag.

Estos sectores han sido denominados Dominio Occidental y Dominio Oriental, a los efectos de una mejor identificación y descripción, dejando en claro, que el área que abarca este informe, es muy pequeña para determinar concretamente este ítem y que el estado del conocimiento geológico de toda la región cordillerana es aún insuficiente para esta caracterización regional de los procesos actuantes.

7.3.1. Dominio Occidental

Este sector ocupa en forma aproximada la mitad este del área de la Hoja Geológica. Se encuentra caracterizado por la asociación de rocas volcánicas y piroclásticas de las Formaciones Tilito, Escabroso y Cerro Las Tórtolas, relacionadas

intimamente con la Faja del Indio. Este dominio muestra sectores de alteración hidrotermal, los que pueden corresponderse con probables zonas de concentración de mineralización de Au-Ag. Estos son objeto de una constante e intensa exploración.

Los elementos geológicos para aplicar a esta zona han sido detallados para la Faja del Indio, siendo el principal componente la edad del evento mineralizante (Oligoceno tardío-Mioceno Medio) representado en la secuencia volcánica aquí aflorante.

7.3.2. Dominio Oriental

El sector oriental de esta Hoja Geológica abarca la culminación austral de la cordillera de la Brea y un sector del faldeo occidental de la cordillera del Colangüil. La asociación metalogenética presente en esta área, son cuerpos intrusivos subvolcánicos del Terciario alojados dentro de las volcanitas del Grupo Choiyoi.

Como un ejemplo para este dominio, se puede citar lo ocurrido en el área de El Jagüelito (Malizzia, 1997a) al sur de esta comarca, donde el proceso volcánico está asociado con una mineralización de Au-Ag.

Las guías prospectivas para este dominio, debe perseguir la búsqueda de una asociación de cuerpos subvolcánicos alterados, de probable edad terciaria dentro de las volcanitas pérmico-triásicas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS DE LA FICHA MINA (cuadro 16).

1: Rojo y Petrelli, 1981a-b-c; Cardó y Martos, 1987a-b, 1988a-b, 1989; Petrelli, 1987; Ramos, 1987; Ramos y Saccomani, 1987; Rojo, 1987a-b, 1988; Nullo, 1988; Marín y Nullo, 1989. 2: esta Hoja Geológica. 3: Cardó, 1987a; Heresman y Davicino, 1990.

| HOJA CORDILLERA DEL ZANCARRÓN | | | | | | | | | | | | | |
|-------------------------------|-----------|-------------------|----------------------------|------------|--|--|---|---|--|------------------|---|--|-------------------|
| NÚ- MERO | ÁREA | DEPÓSITO | UBICACIÓN | ELEMENTO | MORFOLOGIA | MINERALOGIA | ALTERACIÓN | ROCA DE CAJA | | DATOS ECONÓMICOS | | OBSERVACIONES | BIBLIO- GRAFÍA |
| | | | | | | | | UNIDAD | LITOLOGÍA | RESERVA | LEYES | | |
| 2 | Veladero | Veladero Sur | 29°30'50" S 69°54'47" O | Au, Ag | Vetas y cuerpos brechosos R: N10-30E I:Vertical Potencia hasta 4m | Au, electrum, pirita, calcosina covelina, galena baritina, S nativo | silícea silico-argílica argílica propílica | Fm. Tilito | Riolitas, riolacitas, ignim- bitas y pórfidos dacíticos | - | 0,1 a 3,5 gr/t | | 1 |
| 1 | | Veladero Norte | 29°23'00" S 69°56'34" O | Au, Ag | Cuerpos brechosos, vetas y venillas | Sin datos | argílica, silicificación y ferruginosa | Fm. Tilito | Ignimbritas, riolitas, brechas tobas y cuerpos subvolcá- nicos | - | sin datos | | 2 |
| 3 | Zancarrón | Zancarrón | 29°36'18" S 69°55'45" O | Au, Ag, Cu | Vetas y vetillas R: N5-100 I: Vertical | Au, Ag, Ht, Cpy, Py, S, En | silico-argílica propílica | Fms. Tilito, Escabroso y Cerro Las Tórtolas | Volcanitas intermedias | - | Máximas 401,0 gr/t Promedio 0,1-3,5 gr/t | Con los valores máx. se obtuvo inicialmente: 8 kg Au; Con posterioridad: 395,7 kg Au; 101 kg Ag | 2, 3 |

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se consideran como sitio de interés geológico las áreas de las quebradas de La Ortiga y del arroyo Salado. La primera, ubicada en el extremo norte de la presente Hoja Geológica, es uno de los pocos lugares donde aparecen claramente expuestas las relaciones estratigráficas existentes entre el basamento regional (Grupo Choiyoi) y las Formaciones Río La Sal y Tobas Valle del Cura. Por su parte en el arroyo Salado afloran potentes secuencias yesíferas ("Serie del Yeso", Formación La Ollita), fosilíferas, que representan niveles marinos correspondientes a una transgresión miocena, muy probablemente relacionada con el mar paranaense.

8.1. Quebrada de La Ortiga

Ubicación y acceso

El área seleccionada se ubica en la porción centro/norte de la Hoja Geológica y corresponde a una estrecha quebrada que corriendo en sentido sur/norte, separa a los cerros Ortiga (fuera del área mapeada) y Ortiguita.

El acceso al área puede realizarse únicamente con vehículos doble tracción, a través de la huella que partiendo de los baños del Gollete se dirige al establecimiento minero Sonoma, directamente al norte del área en cuestión.

Aspectos geológicos relevantes

Esta zona es considerada de interés debido a que:

1- puede observarse una relación estratigráfica normal y discordante entre el Grupo Choiyoi y la Formación Río La Sal (figura 13). No es frecuente observar en la comarca estudiada esta relación, pues generalmente se resuelve por medio de líneas estructurales.

2- a lo largo de la quebrada queda claramente expuesta la relación de discordancia, de bajo a moderado ángulo, existente entre las Formaciones Tobas Valle

del Cura y Río La Sal. Esta relación puede observarse claramente a lo largo de la quebrada de La Ortiga, ya que desde el norte hacia el sur, es evidente el adelgazamiento (por erosión) de los bancos rojos de la Formación Río La Sal, hasta que en las nacientes de la quebrada en cuestión, desaparece y la Formación Tobas Valle del Cura apoya directamente sobre las volcánicas del Grupo Choiyoi (véase Mapa Geológico).

3- el área resulta el único lugar donde aparece expuesta la base de la Formación Tobas Valle del Cura, compuesta por conglomerados y brechas, muy probablemente depositadas en áreas de abanicos aluviales.

En síntesis la quebrada de La Ortiga es un área crítica para la comprensión de la estratigrafía del Terciario de las Cordilleras de La Brea y de la Ortiga.

8.2. *Quebrada del arroyo Salado*

Ubicación y acceso

Esta quebrada se ubica en la porción centro-sur de la Hoja, sobre la vertiente oriental de la Cordillera de La Brea, que con recorrido oeste-este desemboca en la margen izquierda del río del Valle del Cura.

Al área puede accederse sólo con animales siguiendo el valle del mencionado río, desde el puesto de Gendarmería Sepulturas, ubicado al sur de esta Hoja.

Aspectos geológicos relevantes

Esta zona es considerada de interés geológico debido a que allí aflora una importante secuencia clástica-evaporítica, conocida en la bibliografía como Serie del Yeso y que corresponde a la parte superior de la Formación La Ollita. En la mencionada quebrada, por primera vez se hallaron restos paleontológicos (micro y megaflores) y pudieron datarse las intercalaciones volcánicas intercaladas en el sector basal de esta secuencia. La información allí obtenida ha permitido:

-reconocer por primera vez la existencia de depósitos correspondientes a lagunas costeras muy probablemente vinculados a una transgresión de edad miocena media (paranaense?);

-establecer la antigüedad de la parte superior de la Formación La Ollita, como correspondiente al lapso Mioceno Temprano-Mioceno Medio;

-comprender la génesis de las potentes secuencias yesíferas que caracterizan al tramo estratigráfico analizado.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Allmendinger, R. W.; D. Figueroa; D. Synder; J. Beer; C. Mpodozis y B. L. Isacks, 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes of 30° S latitude. *Tectonics*, 9:789-809.
- Angelelli, V., 1935. Informe sobre las minas de plata "El Salado", de oro "El Rayado" y "El Morado". Con observaciones geológicas en las regiones de "El Salado", "Valle del Salto" y "Valle del Cura". Instituto Nacional de Geología y Minería, 21 pp. (inédito, carpeta 1236).
- Angelelli, V., 1941. Los yacimientos minerales y rocas de aplicación de la República Argentina. Su geología y relaciones genéticas. Dirección de Minas y Geología. Boletín 50, 400 pp. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina. Tomo I. Yacimientos Metalíferos. Revista del Instituto Nacional de Investigación Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", 2, 254 pp. Buenos Aires.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos Metalíferos de la República Argentina. Volúmenes I-II. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 704 pp. La Plata.
- Angelelli, V., J. C. Fernández-Lima, A. Herrera y L. Aristaraín, 1970. Descripción del Mapa Metalogenético de la República Argentina, Minerales Metalíferos. Dirección Nacional de Geología y Minería. Anales 15, 234 pp. Buenos Aires.
- Aparicio, E. P., 1966. Rasgos geomorfológicos de la provincia de San Juan. Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, Acta Cuyana de Ingeniería, 8(3). San Juan.
- Aparicio, E. P., 1975. Mapa geológico de San Juan. Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de Cuyo, 39 pp. San Juan.
- Aparicio, E. P., 1984. Geología de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo, 167 pp. San Juan.
- Archangelsky, S., 1987. El Sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. 335 pp.

- Archangelsky, S., 1996. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay, Academia Nacional de Ciencias, 417 pp. Córdoba.
- Azcuy, C. L., M. I. Longobucco, L. Álvarez y E. Strelkov, 1988. Licofitas arborescentes de la Formación Cerro Agua Negra (provincia de San Juan). *Ameghiniana* (1987), 23(3-4):257-261. Buenos Aires.
- Baldis, B. A., R. D. Martínez, C. R. Villegas; M. E. Pereyra y A. M. Pérez, 1990. Estructura, provincialismo geológico y unidades tectonoestratigráficas. En: *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan, Relatorio 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, :186-211.*
- Barreda, V. D., 1993. Late Oligocene?-Miocene pollen of the families Compositae, Malvaceae and Polygonaceae from the Chenque Formation, Golfo San Jorge Basin, Southeastern Argentina. *Palynology*, 17:169-186. Dallas.
- Barreda, V. D., 1996. Bioestratigrafía de polen y esporas de la Formación Chenque, Oligoceno tardío?-Mioceno de las provincias de Chubut y Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 33(1):35-56. Buenos Aires.
- Bassi, V. I., 1988. Hypotesis concerning a regamatic network controlling metallogenetic on other geological events in South America Austral Cone. *Geological Rundschau*, 72/2:491-511. Stuttgart.
- Bastías, H. E., 1991. Complejo volcánico Olivares: un gran evento magmático mioplioceno en los Andes a 30° de latitud Sur. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno, Viña del Mar, 1:520-524.*
- Bonham, H., 1988. Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits. *Geological Society of Nevada, Bulletin* 86.
- Borelli, D., 1985. Informe Valle del Cura (Zona de Reserva N° 2: Jagüelito). Servicio Minero Nacional. Plan San Juan, 80 pp. (inédito, carpetas 2149).
- Caminos, R., 1972. Cordillera Frontal. En: Leanza A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 304-343 pp. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En Turner J. C. M. (Ed.): *2° Simposio de Geología Regional*, 1 :397-453. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

- Caminos, R. L.; L. Fauqué y C. O. Limarino, 1990. Las fases diastróficas intracarboníferas de la Precordillera y su correlación regional. Annual Meeting of the Working Group, Project 211-IUGS, Late Paleozoico of South America, Bariloche, Abstract:132-133.
- Cardó, R., 1987. Reconocimiento en el sector de las cabeceras de las quebradas Los Bañitos y Zancarrón. Valle del Cura, Iglesia, San Juan. Servicio Minero Nacional, 5 pp. (inédito, carpeta 2396).
- Cardó, R., 1993. Estudio geológico minero del extremo sur Sierra de La Punilla y faldeo oriental (parte norte) del Cordón de Colangüil. Informe de Avance. Servicio Minero Nacional, Delegación San Juan, 26 pp. (inédito, carpeta 2457).
- Cardó, R. y D. E. Martos, 1987a. Area de Reserva "El Veladero", zona "Veladero Sur". Informe de avance. Servicio Minero Nacional, 7 pp. (inédito, carpeta 2391).
- Cardó, R. y D. E. Martos, 1987b. Veladero Sur: manifestación epitermal aurífera, valle del Cura, dpto. Iglesia. Servicio Minero Nacional, 2pp. (inédito, carpeta 2397.02).
- Cardó, R. y D. E. Martos, 1988a. Veladero Sur: manifestación epitermal aurífera. Valle del Cura, dpto. Iglesia. San Juan. Actas 3° Congreso Nacional de Geología Económica, Olavarría, 2:599-603.
- Cardó, R. y D. E. Martos, 1988b. Exploración geológica superficial del Sector Veladero Sur. Area de Reserva "Veladeros", valle del Cura, San Juan. Servicio Minero Nacional, 49 pp. (inédito, carpeta 2402).
- Cardó, R. y D. E. Martos, 1989. Exploración preliminar del Sector Veladero Sur. Valle del Cura, provincia de San Juan. Servicio Minero Nacional, 6 pp. (inédito, carpeta 2401).
- Castro, C. E., 1993. Mecanismos de emplazamiento de los diques del Granito Los Puentes y su vinculación con el batolito de Colangüil entre las quebradas de Agua Blanca (30°16' S) y Tres Quebradas (29°40' S). San Juan. Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 4:90-88.
- Clavero, J. R.; M. W. Martin, C. Mpodozis y L. Cuitiño, en prensa. Eventos de alteración-mineralización en la Franja del Indio (29-30° S): nuevos

- antecedentes geológicos y geocronológicos. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas.
- Código Argentino de Estratigrafía, 1992. Comité Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie "B"(Didáctica y Complementaria), N° 20, pp. 64. Buenos Aires.
- Coira, B.; F. Nullo; C. Proserpio y V. Ramos, 1975. Tectónica del Basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias del Chubut y Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3). Buenos Aires.
- Cookson, I. C., 1947. Plant microfossils from the lignites of the Kerguelen Archipelago. BANZ Antarctic Research Expedition 1929-1931, Report Series A, 2:129-142.
- Días, H. y V. Verdenelli, 1974. Resumen del estudio geológico-económico de los depósitos de plomo y plata del distrito minero El Fierro. Departamento Iglesia, provincia de San Juan. Servicio Minero Nacional, 24 pp. (inédito, carpeta 2262.03).
- Donnari, E., 1984a. Informe calcográfico de muestras del Valle del Cura, provincia de San Juan. Dirección Nacional Minas y Geología, Plan San Juan, 8 pp. (inédito, carpeta 2149.08).
- Donnari, E., 1984b. Estudio calcográfico y determinación de pulidos calcográficos correspondientes al área de estudio "Valle del Cura". Provincia de San Juan. Dirección Nacional Minas y Geología. Plan San Juan. 12 pp (inédito, carpeta 2149.10).
- Donnari, E., E. Peralta, S. Segal, J. C. M. Zanettini, V. Maksaev y C. Mpodozis, 1994. Mapa metalogénico de la frontera argentino-chilena, entre los 22° y los 34° de latitud Sur. Escala 1:1.000.000. Secretaría de Minería de la Nación, Anales 21, 30 pp. Buenos Aires.
- Fauqué, L. y C. O. Limarino, 1989. El Carbonífero de Agua de Carlos (Precordillera de La Rioja), su importancia tectónica y paleoambiental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-2):103-114. Buenos Aires.

- Gabaldón, V., A. Lizuaín y M. Franchi, 1985. Las facies del Carbonífero de la Cordillera Frontal. Provincias de San Juan y Mendoza. Argentina. Memorias 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, 1:166-181.
- Godeas, M., 1984. Descripciones petrográficas. Área Valle del Cura Norte. Sector El Veladero y Los Amarillos. Dirección Nacional de Geología y Minería. Inédito.
- Godeas, M. y N. Pezzutti, 1991. Descripciones petrográficas de la Hoja 16a, Sierra de San Guillermo, provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería. 79 pp. (inédito, carpeta 2133).
- Godeas, M., N. Pezzutti, F. E. Nullo y J. Otamendi, 1993. Caracterización petrográfica y geoquímica del Volcanismo Terciario del area del Río Taguas (Formaciones Doña Ana y Cerro de Las Tórtolas). San Juan. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 4:216-224.
- Gosen, W. von, 1992. Structural evolution of the Argentina Precordillera: the Río San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14(6):643-667.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrogeología, Publicación 58. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe, Argentina. 492 pp.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I. Hoja Chos-Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1:177-208. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1949. Datos geológicos. En: Vol. IX. Provincia de San Juan. Aguas Minerales de la República Argentina. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30'. *Revista del Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia"*, *Geología* 1(5):235-352. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1963. La Cordillera entre 22°20' y 40°, con mapa en escala 1:2.500.000. Academia Nacional de Ciencias, *Boletín* 43(2-4):111-176. Córdoba.
- Gutiérrez, P.R., 1983. Geología del tramo medio de la Quebrada de Agua Negra, Departamento de Iglesias, provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura.

- Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 198 pp (inédito).
- Gutiérrez, P.R., 1984. Formación Cerro Agua Negra: consideraciones sobre paleoambientes sedimentarios y contenido paleontológico. San Juan. Argentina. Boletín 1st. Meeting of the Working Group, Project 211-IUGS, Late Paleozoico of South America, Bariloche, :31-32.
- Guy-Ohlson, D., 1992. *Botryococcus* as an aid in the interpretation of palaeoenvironmental and depositional processes. Review of Palaeobotany and Palynology, 71:1-15. Amsterdam.
- Head, P.; H. Foley y P. Hayba, 1987. Comparative anatomy of volcanichosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology, 82(1):1-26.
- Hedenquist, J. W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems. En: Circum Pacific, Oil, Gas and Minerals Resources, pp. 513-524.
- Heresmann, A. y R. Davicino, 1990. El Sancarrón Argentino, un yacimiento epitermal de tipo sulfato ácido. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, 1:324-327.
- Isacks, B., T. Jordan, R. Allmendinger y V. A. Ramos, 1982. La segmentación tectónica de los Andes y su relación con la placa de Nazca subductada. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas 3:587-606.
- Jones, J. P., 1995. Contribución de Minera Argentina Gold a la selección de áreas para la prospección minera, Rep. Argentina. Actas 5° Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan, :201-213.
- Jones, J. P., R. Martínez y E. Rossello, 1996. La Faja volcánica terciaria del Valle del Cura (San Juan, Argentina): sus alcances y potencial para localizar World Class Deposits. Actas XIII Congreso Geológico y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, 3:55-71.
- Jordan, T. E.; B. Isacks; R. Allmendinger; J. Brewer; V. A. Ramos y C. Ando, 1983a. Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. Geological Society of American, Bulletin 94:341-361. Boulder.

- Jordan, T. E.; B. Isacks; V. A. Ramos y R. Allmendinger, 1983b. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 1983(3):20-26. Ottawa.
- Kay, M. S., V. A. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis y C. Nasi, 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-Late Tertiary Magmatism in Chile (29°-30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92(B7):6173-6189. Washington.
- Kay, M. S., V. A. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis, C. Nasi y C. E. Gordillo, 1988. Tertiary Andean Magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with changing Benioff zone. *Journal South American Geology Earth Sciences*, 1(1):21-38. South Carolina.
- Kozlowsky, E. E.; R. Manceda y V. A. Ramos, 1993. Capítulo 1(18). Estructura. En: V. A. Ramos (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino*, Mendoza. Asociación Geológica Argentina-Instituto Argentino del Petróleo.
- Le Maitre, R. W., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, 193 pp. Oxford.
- Limarino, C. O.; R. L. Caminos y L. Fauqué, 1996. Caracterización litoestratigráfica y correlación regional de la Formación Ranchillos (Carbonífero Superior-Pérmico), Cordillera Frontal de La Rioja. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, 1:513-530.
- Llambías, E. J., R. Caminos y C. W. Rapela, 1996. Capítulo XIV: Magmatismo. En: *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 275-297. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1990. El batolito de Colangüil (29°-31° S), Cordillera Frontal de Argentina. Estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 17(1):89-108. Santiago de Chile.
- Llambías, E. J. y A. M. Sato, 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4):111-131. Buenos Aires.

- Llambías, E. J., A. M. Sato y C. E. Castro, 1990a. Relaciones entre el Grupo Choiyoi y el batolito de Colangüil. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan*, 1:79-82.
- Llambías, E. J., A. M. Sato, H. A. Puigdomenech y C. E. Castro, 1987. Neopaleozoic batholiths and their tectonic setting. Frontal Range of Argentina between 29° and 31° S. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino y Simposium Circumpacific Phanerozoic Granites, Tucumán*, 4:92-95.
- Llambías, E. J., S. Shaw y A. M. Sato, 1990b. Lower Miocene plutons in the Eastern Cordillera Frontal of San Juan (29° 75' S 69° 30' W). *Actas 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan*, 1:83-86.
- Maksaev, V., R. Moscoso, C. Mpodzis y C. Nasi, 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior entre la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31° S), Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21:11-51. Santiago.
- Malizia, D., 1997a. Descripción Hoja Geológica Portezuelo de Conconta, escala 1:100.000. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito.
- Malizia, D., 1997b. Descripción Hoja Geológica Paso del Agua Negra, escala 1:100.000. Secretaría de Minería de la Nación. Inédito.
- Marcos, O. R., 1987. Relevamiento geológico y prospección del area Jagüelito, región Valle del Cura. Cordillera Frontal. Servicio Minero Nacional, 36 pp. (inédito, carpeta 2404).
- Marcos, O. R.; R. Faroux; M. Alderete; M. Guerrero y R. Zolezzi, 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. *Actas 2° Simposio Nacional de Geología Económica, San Juan*, 2:305-318.
- Marín, G. y F. Nullo, 1989. Geología y estructura del oeste de la Cordillera de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina (1988)*, 43(2):153-163. Buenos Aires.
- Martin, M. W. y J. Clavero R., 1995a. Mapa geológico del área del Río de las Tres Quebradas. Región Coquimbo, escala 1:50.000. Estudio Geológico de la Franja del Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-6, inédito. Santiago.

- Martin, M. W. y J. Clavero R., 1995b. Mapa geológico del área de Los Cuartitos y Paso del Sancarrón. Región Coquimbo, escala 1:50.000. Estudio Geológico de la Franja del Indio, Cordillera de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-6, inédito. Santiago.
- Martin, M. W.; J. Clavero R. y C. Mpodozis, en prensa. Eocene to Late Miocene magmatic development of El Indio belt, 30° S, North-Central Chile. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas.
- Martínez. R. D., J. I. Grassi y M. B. Hernández, 1993. Consideraciones estructurales sobre las alteraciones epitermales de la región del Valle del Cura, San Juan: sus implicancias en prospección metalífera. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 5:202-210.
- Mildenhall, D. C. y D. T. Pocknall, 1989. Miocene-Pleistocene spores and pollen from Central Otago, South Island, New Zealand. New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin, 59:1-128. Lower Hutt.
- Miolano, A., 1973. El Fierro Bajo. Minas "Rara Fortuna", "Rara", "Casualidad" y "Felicidad". Departamento de Minería de la provincia de San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, 57 pp. (inédito, carpeta 2148.02).
- Monchablón, A., 1957. Estudio minero-económico, yacimientos plumbíferos de El Fierro, Dpto. Iglesia, San Juan. Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo. San Juan. [=Secretaría Nacional Minería Geología, 86 pp. (inédito, carpeta 784)].
- Monchablón, A., 1960. Exploración yacimiento zona Fierro Alto, minas "Lagunitas" y "La Verde". Dpto. Iglesia, prov. de San Juan. Anexos 4. Instituto de Investigaciones Mineras, Facultad de Ingeniería y Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo. San Juan. [=Secretaría de Minería Nacional, Instituto Nacional de Geología y Minería, 40 pp. (inédito, carpeta 430)].

- Mpodozis, C. y P. Cornejo, 1988. Hoja Pisco-Elqui. Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Carta Geológica de Chile N° 68, 165 pp. Santiago.
- Nasi, C. P., R. D. Moscoso y V. J. Maksaev, 1990. Hoja Guanta. Región Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Carta Geológica de Chile N° 68 (texto), 265 pp. Santiago.
- Nasi, C. P., C. Mpodozis, P. Cornejo, R. D. Moscoso y V. J. Maksaev, 1985. El Batolito Elqui-Limari (Paleozoico Superior-Triásico): Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 25-26:77-111. Santiago.
- Nawratill, A. E. 1983. Geología de la Quebrada de Arrequeñtín y alrededores. Departamento de Iglesias. Provincia de San Juan. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 182 pp. (inédito).
- Nullo, F. 1988. Geología y estructura del área de Guanaco Zonzo y Veladero, Oeste de Cordillera de Sancarrón, San Juan. *Actas 3° Congreso Nacional de Geología Económica*, Olavarría, 2:501-515.
- Nullo, F., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico Inferior del extremo sur de Sudamérica: un modelo traanspresional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2):115-126. Buenos Aires.
- Nullo, F. y G. Marín, 1990. Estructura del sector sanjuanino entre la Cordillera del Límite y la Precordillera. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, San Juan, 2:331-334.
- Nullo, F. y G. Marín, 1992. Geología y estructura de las quebradas de la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (1990), 45(3-4):323-335. Buenos Aires.
- Ottamendi, J., F. Nullo, M. Godeas y N. Pezzutti, 1994. Petrogénesis del volcanismo terciario del Valle del Cura, San Juan, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2:1130-1135.

- Ottone, E. G.; V. D. Barreda y D. J. Pérez, en prensa. Miocene palynomorphs from the Chinchas Formation, Frontal Cordillera (32° S), San Juan province, Argentina. *Palynology*.
- Palacio, O. E., 1987. Valle del Cura (Veladero Sur). Servicio Minero Nacional, 16 pp. (inédito, carpeta 2411.01).
- Pearce, J. A.; N. B. W. Harris y A. G. Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- Pelichotti, R. O., J. A. Baraldo y C. H. Treo (Coordinadores), 1983. La Minería de San Juan. Relatorio 2° Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan, 158 pp.
- Pelichotti, R. O. y E. Borelli, 1983. Minerales metalíferos: plomo, plata y zinc. Relatorio 2° Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan, :114-127.
- Pelichotti, R. O. y H. A. Petrelli, 1983. Áreas de reservas: área de reservas valle del Cura. Relatorio 2° Congreso Nacional de Geología Económica, San Juan, :145-147.
- Petrelli, H. A., 1987. Valle del Cura. Servicio Minero Nacional, 7 pp. (inédito, carpeta 2404).
- Plaza, D., 1966. Geología y litología de la quebrada de los Lavaderos y Las Vizcachas en el faldeo oriental del Cordón del Colangüil. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 162 pp. (inédito).
- Pocknall, D. T. y D. C. Mildenhall, 1984. Late Oligocene-Early Miocene spores and pollen from Southland, New Zealand. *New Zealand Geological Survey, Palaeontological Bulletin*, 51:1-66. Wellington.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno Pedemontano, entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17(3-4):127-349. Buenos Aires.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a - Volcán San José (Prov. de Mendoza). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín n° 98. Buenos Aires.

- Polanski, J., 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial Universitaria de Buenos Aires, Manuales. 216 pp. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 25a-b, Cerro Tupungato (provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° , 114 pp.
- Prámparo, M. B., O. H. Papú y J. P. Milana, 1995. Estudio palinológico del Miembro Inferior de la Formación Paachaco, Terciario de la provincia de San Juan. Análisis estadístico y conclusiones paleoecológicas. Actas 6 ° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Trelew, :207-212.
- Preis, G. E., 1973. Laboreo de exploración Nivel Intermedio "C". Pique Felicidad, El Fierro Bajo. Servicio Minero Nacional (inédito, carpeta 2148.02).
- Quartino, B. J. y R. A. Zardini, 1967. Geología y petrología de la Cordillera de Colangüil y las serranías de Santa Rosa y San Juan. Magmatismo, metamorfismo y metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(1):5-63. Buenos Aires.
- Ragona, D., G. Anselmi, G. González y G. Vujovich, 1996. Mapa de la provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional.
- Ramos, E. D. y V. A. Ramos, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, Neuquén 1978, 1:771-786.
- Ramos, V. A., 1987. Mapa geológico expeditivo del Veladero Sur, valle del Cura (prov. de San Juan). Dirección Nacional de Minería y Geología (inédito).
- Ramos, V. A., 1988. The tectonic of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: S. Clark y D. Burchfield (eds.), Processes in Continental Litospheric Deformation. Geological Society American, Special Paper, 218:31-54.
- Ramos, V. A., 1995a. Geología y estructura de la región del valle del Cura. Argentina Gold Co., 48 pp. (inédito).
- Ramos, V. A., 1995b. Evolución tectónica del segmento de subducción horizontal de los Andes Centrales (27-34° S) y su control en las manifestaciones auríferas epitermales. Actas 5° Congreso Nacional de Geología Económica, Buenos Aires :82-94.
- Ramos, V. A. y R. N. Alonso, 1995. El mar paranense en la provincia de Jujuy. Revista Geológica de Jujuy, Universidad Nacional de Jujuy, 7.

- Ramos, V. A., S. M. Kay, R. Page y F. Munizago, 1990. La Ignimbrita Vacas Heladas y el cese del volcanismo en el valle del Cura, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (1989), 44(1-2):336-352. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., R. Page, S. M. Kay, O. Lapido y D. Delpino, 1987. Geología de la región del volcán Tórtolas, valle del Cura, provincia de San Juan. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino y Simposium Circumpacific Phanerozoic Granites*, 4:260-263. Tucumán.
- Ramos, V. A. y L. Sacomani, 1987. Geología del área Veladero Sur, valle del Cura, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, 12 pp. (inédito, carpeta G-1353).
- Regairaz, A., G. M. Suvires y O. W. Simon, 1987. Síntesis geomorfológica de la provincia de San Juan. República Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, Tucumán, 3:337-343.
- Reutter, K. J., 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hachkordillere im Bereich 29° sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 146(2):153-178. Stuttgart.
- Rex, A. J., 1987. The geology, geochemistry and mineralization of the North Chilean Cordillera. Tesis Doctoral, Universidad de Leicester, 272 pp., inédito.
- Rodríguez-Fernández, L. R., Heredia, N., Marín, G., Quesada, C., Robador, A., D. Ragona y R. Cardó, 1996. Tectonoestratigrafía y estructura de los Andes argentinos entre los 30° 30' y 31° 00' de latitud S. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Buenos Aires, 2:111-124.
- Rojo, C. A., 1987a. Informe de avance año 1987. Area valle del Cura. Servicio Minero Nacional, 7 pp. (inédito, carpeta 2397.01).
- Rojo, C. A., 1987b. Perfil económico de los Prospectos de la Secretaría de Minería en el valle del Cura (oro-plata). Servicio Minero Nacional, 8 pp. (inédito, carpeta 2435).
- Rojo, C. A., 1988. Proyecto "Valle del Cura". Centro de Exploración minera de la provincia de San Juan [=Servicio Minero Nacional, 6pp. (inédito, carpeta 2399)].

- Rojo, C. A. y H. A. Petrelli, 1981a. Informe de avance N° 1-enero 1981. Prospecto Valle del Cura. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 9 pp. (inédito, carpeta 2386).
- Rojo, C. A. y H. A. Petrelli, 1981b. Valle del Cura. Informe de Avance N° 2-febrero 1981. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan (inédito, carpeta 2387).
- Rojo, C. A. y H. A. Petrelli, 1981c. Valle del Cura. Informe de Avance N° 3. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 4 pp. (inédito, carpeta 2388).
- Rolleri, E. O. y P. Criado-Roque, 1969. Geología de la provincia de Mendoza. Actas 4° Jornadas sobre Geología Argentina, Buenos Aires, 26(3):1-60.
- Sato, A. M. y E.J. Llambías, 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: equivalentes efusivos del batolito de Colangüil. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, 4:156-165.
- Sato, A. M., E. J. Llambías, S. Shaw y C. E. Castro, 1990. El Batolito de Colangüil: modelo de magmatismo neopaleozoico de la provincia de San Juan. Relatorio 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, 100-122.
- Scalabrini-Ortiz, J., 1973. El Carbónico de la Precordillera argentina al norte del Río Jáchal. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, Carlos Paz 1972, 3:387-401.
- Scalabrini-Ortiz, J. y O. G. Arrondo, 1973. Contribución al conocimiento del Carbónico de los perfiles del cerro Veladero y del río Del Peñón (Precordillera de La Rioja). Revista del Museo de La Plata, nueva serie, 8:257-179. La Plata.
- Secretaría de Minería, 1993. Directorio de oportunidades de inversión en Minería en la República Argentina.
- Serrano, M. C. y A. M. Sato, 1987. Determinación de áreas de alteración hidrotermal por interpretación de imágenes satelitarias. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, Tucumán, 2:213-216.
- Shaw, S., E. J. Llambías y A. M. Sato, 1990. New Rb/Sr age determinations from the Colangüil Batholith between 29°-31° S, Cordillera Frontal, Argentina. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, San Juan, 2:461-465.

- Simon, O. W. y A. Cardinali, 1985. Mapa Metalogenético de la provincia de San Juan. Convenio entre la provincia de San Juan y el Consejo Federal de Inversiones (CFI), (inédito).
- Stapenbeck, R., 1918. Los yacimientos de Minerales y Rocas de Aplicación de la República Argentina. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín B-19, 118 pp. Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N., 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22(2):101-133. Buenos Aires.
- Stipanivic, P. N.; F. Rodrigo; O. L. Baulies y C. G. Martínez, 1968. Las Formaciones presonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2):67-98. Buenos Aires.
- Stover, L. E. y A. D. Partridge, 1973. Tertiary and Late Cretaceous spores and pollen from Gippsland Basin, Southeastern Australia. Proceeding of the Royal Society of Victoria, 85:237-286. Melbourne.
- Sussini, M.; E. Herrero-Ducloux; R. A. Brandan; H. Isnardi; A. G. Galmarini; M. Castillo; F. Pastore y H. Corti, 1949. Agua Minerales de la República Argentina. Volúmen IX. Provincia de San Juan. Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Agua Minerales (1948). 348 pp. Buenos Aires.
- T.E.A., Compañía Minera, 1968. Geología de la Alta Cordillera de San Juan. Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento de Minería de San Juan (inédito).
- T.E.A., Compañía Minera, 1969. Resultados de la prospección geológica-minera en la provincia de San Juan, República Argentina. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza 1968, 2:223-242.
- Thiele, R., 1964. Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicaciones, 27:1-73. Santiago.
- Uliana, M. A.; K. Biddle y J. Cerdan, 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: A. Tankard y H. Balkwill (eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of North Atlantic Margins. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 46:599-614.

- Uliarte, E. R., L. Ruzycki de Berenstein y J. D. Paredes, 1990. Relatorio de Geomorfología. Relatorio 10° Congreso Geológico Argentino, San Juan, :212-227.
- Vallejo, G., D. Borelli y G. Panza, 1974. Estudio geológico-económico de los depósitos de plomo y plata del distrito minero El Fierro. Dpto. Iglesia. Prov. de San Juan.. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 87 pp. (inédito, carpeta 1337).
- Vallejo, G. y G. Panza, 1974. Estudio geológico-económico de los depósitos de plomo y plata del distrito minero El Fierro Bajo. Dpto. Iglesia. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 18 pp. (inédito, carpetas 2152.01 y 1980-copia-).
- Verdenelli, V., 1975. Estudio geológico-minero del distrito plumbo-argento-cincífero El Fierro Alto. Iglesia. Pcia. de San Juan. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan 20 pp. (inédito, carpeta 1338).
- Wetten, F.; J. R. Millán y B. Zakalik, 1954. Estudio geológico-minero de los yacimientos de azufre y alumbre del valle del Cura. Dpto. Iglesia. San Juan. Dirección Nacional de Minería, 62 pp. (inédito, carpeta 1218)
- Wood, D. A., 1980. The application of Th-Hf-Ta Diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planetary Science Letters*, 50:11-30. Amsterdam.
- Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En: A. F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 354-364.
- Zambrano, J. J., 1975. El plano geológico de la provincia de San Juan. Centro Regional de Aguas Subterráneas. San Juan.

- Uliarte, E. R., L. Ruzycki de Berenstein y J. D. Paredes, 1990. Relatorio de Geomorfología. Relatorio 10° Congreso Geológico Argentino, San Juan, :212-227.
- Vallejo, G., D. Borelli y G. Panza, 1974. Estudio geológico-económico de los depósitos de plomo y plata del distrito minero El Fierro. Dpto. Iglesia. Prov. de San Juan. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 87 pp. (inédito, carpeta 1337).
- Vallejo, G. y G. Panza, 1974. Estudio geológico-económico de los depósitos de plomo y plata del distrito minero El Fierro Bajo. Dpto. Iglesia. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan, 18 pp. (inédito, carpetas 2152.01 y 1980-copia-).
- Verdenelli, V., 1975. Estudio geológico-minero del distrito plumbo-argento-cincífero El Fierro Alto. Iglesia. Pcia. de San Juan. Servicio Minero Nacional-Plan San Juan 20 pp. (inédito, carpeta 1338).
- Wetten, F.; J. R. Millán y B. Zakalik, 1954. Estudio geológico-minero de los yacimientos de azufre y alumbre del valle del Cura. Dpto. Iglesia. San Juan. Dirección Nacional de Minería, 62 pp. (inédito, carpeta 1218)
- Wood, D. A., 1980. The application of Th-Hf-Ta Diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planetary Science Letters*, 50:11-30. Amsterdam.
- Yrigoyen, M. R., 1972. Cordillera Principal. En: A. F. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 354-364.
- Zambrano, J. J., 1975. El plano geológico de la provincia de San Juan. Centro Regional de Aguas Subterráneas. San Juan.